

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARTOGRAPHIE DES DÉPÔTS MEUBLES DE LA RÉGION DE
BOUCHETTE ET DE LAC BLUE SEA ET APPLICATION DE LA
LUMINESCENCE OPTIQUE À L'IDENTIFICATION DE FACIÈS

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

OLIVIER LAMARCHE

AOÛT 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je souhaite tout d'abord remercier mon directeur de recherche, M. Martin Roy, pour m'avoir proposé ce projet de maîtrise. Ses conseils justes alliés à sa grande disponibilité m'ont permis de mener à terme la réalisation de ce mémoire. Ta patience n'a apparemment pas de limite.

Merci à M. Michel Lamothe (GEOTOP-UQAM) et à M. Robert-André Daigneault (UQAM) pour leurs visites sur le terrain, ainsi qu'à leur apport intermittent mais combien précis. Merci d'avoir bien voulu relire ce mémoire en y déversant un peu de votre expérience.

Ce projet de recherche n'aurait pas pu exister sans l'apport financier du Ministère des ressources naturelles et de la faune (MNRF) et du Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP), instigateurs des projets d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines.

Un merci tout spécial à Virginie Daubois, collègue et amie, pour ces superbes années passées à m'endurer et particulièrement au sentiment d'urgence que tu as su m'inculquer dans la dernière ligne droite. Qui sait combien de temps ça aurait pu encore durer.

Je ne peux évidemment pas passer sous silence l'appui continuuel de ma famille dans mes études. Je ne serais pas parvenu jusqu'ici sans vous.

Je me dois également de remercier l'équipe du PACES Outaouais : Sylvain Millette, Pierre-Marc Godbout, Éric Leduc, Nancy Horth, Mélina Dubois-Verret, Marc-André Hurtubise, Alex Brodeur-Grenier et Mathilde Verdier, pour ces centaines d'heures de voiture à 20 km/h.

Merci aux différents employés de l'UQAM qui partagent chaque jour leur savoir faire avec des étudiants : Sébastien Huot, Michelle Laitier, André Parent, Viorel Horoi.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	i
LISTE DES FIGURES.....	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	X
RÉSUMÉ	XI
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
PHYSIOGRAPHIE ET CADRE GÉOGRAPHIQUE	4
1.1 Localisation.....	4
1.2 Physiographie	5
1.2.1 Sédiments de surface.....	7
1.2.2 Bassin versant de la rivière Gatineau	9
1.3 Géologie du socle rocheux.....	9
1.3.1 Socle précambrien	9
1.3.2 Ressources minéralogiques	12
1.3.3 Plate-forme paléozoïque.....	12
1.4 Géologie du Quaternaire.....	13
1.4.1 Glaciation wisconsinienne.....	14
1.4.2 La déglaciation et l'invasion marine de la Mer de Champlain	14
1.4.3 Chronologie de la déglaciation dans la vallée de la Gatineau.....	17
1.5 Travaux cartographiques antérieurs.....	17
CHAPITRE II	
MÉTHODOLOGIE.....	20
2.1 Méthodologie de terrain.....	20
2.2 Cartographie numérique	21
2.3 Analyses granulométriques.....	23

CHAPITRE III	
CARTOGRAPHIE DES DÉPÔTS MEUBLES DE LA RÉGION DE BOUCHETTE	
ET DE LAC BLUE SEA 24	
3.1	Unités cartographiques 24
3.1.1	Sédiments glaciaires (T)..... 25
3.1.2	Sédiments fluvioglaciaires (G)..... 29
3.1.3	Sédiments glaciomarins (MG) 33
3.1.4	Sédiments glaciolacustres (LG) 37
3.1.5	Sédiments alluviaux (A)..... 38
3.1.6	Sédiments organiques et roc..... 39
3.2	Unités non-cartographiables ou non-utilisées..... 40
3.2.1	Till remanié 40
3.2.2	Sable d'exondation..... 40
3.2.3	Sédiments éoliens 41
3.3	Coupes types..... 41
3.4	Éléments géomorphologiques..... 42
3.4.1	Eskers 42
3.4.2	Crêtes de plages..... 43
3.4.3	Barres alluviales, terrasses et chenaux fluviaux 43
3.4.4	Ravinement..... 44
3.4.5	Deltas..... 45
3.4.6	Kettles..... 45
3.4.7	Structures rocheuses (drumlin, escarpement, affleurement) 46
3.4.8	Marques d'érosion glaciaire 46
CHAPITRE IV	
APPLICATION DE LA LUMINESCENCE OPTIQUE À LA DATATION ET À	
L'IDENTIFICATION DE FACIÈS..... 48	
4.1	Principes de luminescence optique 49
4.1.1	Remise à zéro 50
4.1.2	Quartz vs. Feldspaths 51

4.1.3	Instabilité du signal de luminescence des feldspaths : Anomalous fading	52
4.1.4	Dose annuelle	52
4.2	Sédiments à l'étude.....	52
4.2.1	Sables fluvioglaciaires.....	53
4.2.2	Sables deltaïques	54
4.2.3	Localisation des échantillons	55
4.3	Méthodologie.....	60
4.3.1	Échantillonnage.....	60
4.3.2	Manipulations en laboratoire.....	60
4.3.3	Méthodologie relative à la datation	63
4.4	Résultats.....	64
4.4.1	Datation de Plage-Paul	64
4.4.2	Remise à zéro des deltas et des épandages subaquatiques	66
4.4.3	Courbe de croissance.....	69
4.4.4	Incertitudes et limitations associées à la luminescence optique.....	71
4.5	Discussion.....	73
CHAPITRE V PALÉOGÉOGRAPHIE		75
5.1	Géologie quaternaire ancienne	75
5.2	Glaciation wisconsinienne	77
5.3	Déglaciation.....	81
5.3.1	Lac Candona.....	82
5.3.2	Mer de Champlain.....	82
5.4	Période post-glaciaire	88
CONCLUSION		91
APPENDICE A ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES SUR LA MATRICE DES SÉDIMENTS GLACIAIRES		94
APPENDICE B COULEURS MUNSELL DES FORMATIONS SUPERFICIELLES		102

APPENDICE C	
ANALYSES OSL SUR DES SÉDIMENTS DELTAÏQUES ET DES ÉPANDAGES SUBAQUATIQUES	104
APPENDICE D	
CARTES DE DÉPÔTS MEUBLES	108
BIBLIOGRAPHIE	109

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Localisation des feuillets SNRC cartographiés pendant les deux campagnes de terrain entreprises pendant le PACES Outaouais. Modifié de Daigneault <i>et al</i> , 2013.	5
1.2 Relief et divisions physiographiques du sud-ouest du Québec. (Daigneault <i>et al</i> , 2013; Roy <i>et al</i> , 2013).	6
1.3 Modèle d'élévation numérique de la vallée de la rivière Gatineau. Données de la base de données topographiques du Québec (BDTQ).	8
1.4 Bassins versants du sud-ouest du Québec (Roy <i>et al</i> , 2013)	10
1.5 Carte géologique simplifiée du sud-ouest du Québec	11
1.6 Modèle d'élévation numérique du sud-ouest du Québec et de l'est de l'Ontario montrant en bleu le territoire approximatif envahi par la Mer de Champlain (d'après Parent & Occhietti, 1999).....	16
2.1 Poste de travail permettant la visualisation 3D de photos aériennes en format numérique.	22
3.1 Profils granulométriques de 12 tills répartis sur le feuillet 31J04 ouest (en-haut), ainsi que la moyenne et les premiers et troisièmes quartiles de la population statistique (en-bas).	26
3.2 Situation géographique des échantillons de tills utilisés pour les analyses granulométriques (31J04 ouest).....	27
3.3 Till en couverture généralement continue à environ 5 km au nord-est de Bouchette (31J04).	29
3.4 Crête d'esker dans une excavation sur la route entre Gracefield et Lac-Cayamant (31K01).....	30
3.5 Épandage subaquatique situé dans la même excavation que la figure 3.4, entre Gracefield et Lac-Cayamant à une élévation de 190 mètres.....	32
3.6 Sédiments deltaïques situés à 4 km au nord-est de Bouchette (31J04).	34

3.7	Détail de sédiments d'eau profonde composés d'argile et de silt situés à environ 10 km au sud-est de Gracefield (31J04).	35
3.8	Plaine argileuse aux abords de la rivière Gatineau et de la route 105 entre Gracefield et Bouchette (31J04).	35
3.9	Sable d'exondation d'une épaisseur de 50 cm recouvrant des sédiments d'eau profonde, à Messines (31K01).....	37
3.10	Panorama composite d'une excavation au sud de Messines (31K01). Le matériel est exploité principalement dans le cœur grossier, à l'extrême gauche du cliché. Les sables fluvioglaciaires d'épandage situés plus haut est surmontés par des rythmites silto-argileuses et un sable d'exondation (peu visible).	42
3.11	Crêtes de plages développées sur un substrat sableux autour de Messines (31K01).	44
3.12	Barres alluviales développées par la rivière Gatineau à 3 km au sud de Bouchette (31J04).	45
3.13	Surface polie montrant deux directions de marques d'érosion glaciaire avec recoupement. L'affleurement est situé à 8 km à l'est de Bouchette, près du lac des Trente et un Milles	47
4.1	Nombre d'électrons emmagasinés dans un grain selon les différentes phases d'érosion, de transport et de sédimentation. Tiré d'Allard <i>et al</i> , 2007, d'après Jain <i>et al</i> , 2004.	51
4.2	Représentation schématique d'une marge glaciaire en contact avec un plan d'eau. Tiré de Sharpe, 1987.	53
4.3	Représentation schématique d'un delta de type Gilbert.	54
4.4	Localisation des échantillons destinés à l'analyse OSL.	56
4.5	Photographies de sites d'échantillonnage en vue générale et rapprochée respectivement, pour les échantillons <i>Aigle</i> (B, A), <i>Bouchette</i> (C, D) et <i>Burgerville</i> (F, E).	57
4.6	Photographies de sites d'échantillonnage en vue générale et rapprochée respectivement, pour les échantillons <i>Léveillé</i> (G, H), <i>Cayamant</i> (I), <i>Plage-Paul</i> (L, J) et <i>Cresthill</i> (M, K).	58
4.7	Distribution des valeurs L_n/T_n (à gauche) et mesures d'anomalies de « fading » (à droite).	65

4.8	Distribution des âges de l'échantillon <i>Plage-Paul</i>	66
4.9	Distribution des valeurs Ln/Tn pour les deltas.	67
4.10	Distribution des valeurs Ln/Tn pour les épandages subaquatiques.	67
4.11	Représentation graphique des valeurs Ln/Tn moyenne de chaque échantillon sur la courbe de croissance de l'échantillon <i>Plage-Paul</i>	70
5.1	Anciens mouvements glaciaires recensés lors des deux campagnes de terrain (Daigneault <i>et al</i> , 2013).	78
5.2	Écoulements glaciaires au maximum glaciaire (C) et mouvement tardif (D) (Daigneault <i>et al</i> , 2013).	79
5.3	Patron d'eskers et situation géographique des moraines et des deltas fluvioglaciaires et glaciomarins recensés pendant les deux campagnes de terrain (Daigneault <i>et al</i> , 2013).	81
5.4	Essai de reconstitution de la position de la marge glaciaire lors de la phase finale du Lac Candona (Parent & Occhietti, 1988).	83
5.5	Étendue maximale schématique de la Mer de Champlain. Cette extension maximale est diachronique car la régression est induite par le relèvement isostatique (Parent & Occhietti, 1999).	84
5.6	Tracé de la Moraine de Saint-Narcisse (en rouge) et prolongement hypothétique vers l'ouest vers la Moraine de Masham et la plus australe des moraines de Barnett (1988). (Daigneault <i>et al</i> , 2013).	86
5.7	Reconsitution de la forêt d'il y a 6 000 ans (Richard, 1995)	90

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
A.1	Référence pour les tableaux subséquents..... 94
A.2	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110014..... 95
A.3	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110020..... 95
A.4	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110021..... 96
A.5	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110027..... 96
A.6	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110036..... 97
A.7	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110041..... 97
A.8	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110044..... 98
A.9	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110046..... 98
A.10	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110058..... 99
A.11	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110059..... 99
A.12	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110067..... 100
A.13	Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110072..... 100
A.14	Moyenne de tous les échantillons et premiers et troisièmes quartiles 101
A.15	Coordonnées UTM et en degrés des échantillons de tills..... 101
B.1	Occurrences de chaque valeur Munsell par type de sédiment 102
C.1	Synthèse des données Ln/Tn de cette section..... 104
C.2	Résultats complets des mesures de paléodose et de doses équivalentes..... 104
C.3	Abondances et activités des principaux isotopes radioactifs dans l'environnement de <i>Plage-Paul</i> 107
C.4	Coordonnées UTM et élévations des échantillons OSL 107

RÉSUMÉ

Des travaux de cartographie ont été entrepris dans le cadre d'un Projet d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines (PACES) afin de réaliser et de compléter la cartographie des dépôts de surface de la région administrative de l'Outaouais, Québec, Canada. Deux campagnes de terrain en 2011-2012 furent allouées à la conception d'un total de 24 feuillets SNRC au 1:50 000. La cartographie a été effectuée à l'aide de la photo-interprétation combinée à des vérifications de terrain. Ce mémoire de maîtrise porte sur les travaux de cartographie reliés aux cartes de la région de Bouchette (31J04) et de Lac Blue Sea (31K01) et les sédiments rencontrés dans le cadre de cette cartographie. Les cartes ainsi produites ont pu servir à préciser les modèles d'écoulement des eaux souterraines, ainsi que d'accroître les connaissances relatives au territoire dans une région partiellement occultée en matière de travaux portant sur la géologie quaternaire. Les sédiments présents sur le territoire, de même que la géomorphologie, sont dominés par les dépôts liés à la dernière glaciation. Le roc témoigne de l'érosion causée par le passage des glaces pendant la durée de la glaciation Wisconsinienne, particulièrement pendant la déglaciation finale.

Parallèlement, des travaux en luminescence optique ont permis d'étendre l'utilité de cette méthode de datation à l'identification de faciès sédimentaires. Une large gamme de ces sédiments se dépose dans les zones marginales glaciaires. Cette nouvelle méthode fut appliquée à des deltas glaciomarins et à des épandages subaquatiques, deux types de sédiments associés à l'extension paramarine de la Mer de Champlain, une mer postglaciaire qui a inondé les Basses-Terres-du-Saint-Laurent lorsque le sud-ouest du Québec fut libéré par l'Inlandsis laurentidien. Ce bras estuarien qui inonda la vallée de la rivière Gatineau est resté relativement peu étudié à travers le temps en raison notamment d'un manque de matériel organique à dater. La cartographie du territoire de l'Outaouais a permis de renouveler un intérêt en recherche et c'est dans cet optique qu'il fut décidé de produire un âge directement sur du matériel détritique. Cet âge de $9,3 \pm 0,8$ ka obtenu par luminescence optique sur un delta régressif glaciomarin permet d'ajouter une nouvelle contrainte à la régression marine de l'épisode de la Mer de Champlain.

Mots-clés : Inlandsis laurentidien, Mer de Champlain, cartographie, géologie quaternaire, luminescence optique, Outaouais.

INTRODUCTION

Ce projet de maîtrise porte sur la cartographie des dépôts quaternaires de la région de l'Outaouais. Cette cartographie a pour but d'identifier et de délimiter les différents sédiments meubles en différentes unités qui reflètent leurs origines et leurs modes de mise en place. Cette nouvelle acquisition de données permettra d'enrichir la connaissance de la géologie quaternaire dans la région, notamment en ce qui a trait à la déglaciation et à l'invasion marine post-glaciaire. En parallèle à la cartographie, un programme de datation par luminescence optique (*Optically Stimulated Luminescence – OSL*) a été mené sur des deltas glaciomarins et des épandages subaquatiques afin d'élargir les applications de cette méthode de datation.

Ces travaux ont été effectués dans le cadre d'une campagne du Projet d'Acquisition de Connaissance sur les Eaux Souterraines (PACES), qui a eu lieu en 2011 et 2012 en Outaouais. Les projets PACES ont été mis sur pied en 2008 en ayant comme objectif d'acquérir des connaissances sur les aquifères québécois afin de protéger et d'assurer la pérennité de l'eau souterraine. Le Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP) octroya au département de Géologie et de Génie Géologique de l'Université Laval la responsabilité d'un PACES (2010-2013) pour l'ensemble de l'Outaouais municipalisé. De tels projets hydrogéologiques nécessitent une approche multidisciplinaire et c'est dans cette optique que la cartographie quaternaire fut entreprise. Le Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune (MRNF) a mandaté en 2011 un groupe de chercheurs des départements de Géographie et de Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'Université du Québec

à Montréal (UQAM) pour produire une cartographie des formations superficielles à l'échelle du 1:50 000 pour l'ensemble de la région de l'Outaouais municipalisé, un territoire couvrant environ 24 feuillets SNRC (1:50 000).

Le présent document se concentre sur la géologie quaternaire de la Haute-Gatineau (31K01 et 31J04 ouest), bien que l'ensemble des travaux de ce secteur ait pu bénéficier des expériences acquises de l'observation de la grande majorité du territoire qui a été cartographié dans le cadre du projet PACES. Cette méthode de travail a certainement eu une influence sur l'interprétation globale du système morpho-sédimentaire dans la région de l'Outaouais. L'objectif de ce projet de maîtrise étant de produire une carte quaternaire, combinée à un projet de datation par OSL, la région de la Haute-Gatineau fut ciblée pour sa situation géographique au cœur du territoire envahi par la Mer de Champlain. En plus de fournir des informations cartographiques exhaustives pour une région jusqu'alors non-cartographiée, ce projet OSL a permis de produire des contraintes chronologiques sur l'invasion de la Mer de Champlain dans la vallée de la rivière Gatineau. L'outil de datation par OSL a également été utilisé comme identificateur de faciès, notamment pour différencier certains types de constructions sédimentaires présentes dans la région.

De plus, le projet PACES a su permettre le passage à l'utilisation d'outils cartographiques numériques en comparaison avec les méthodes « classiques » utilisées auparavant. En comparaison, il est aujourd'hui possible de produire une carte quaternaire numérique, de la photo-interprétation initiale jusqu'à la carte finale. Cette modernisation s'inscrit dans l'évolution de notre société vers un outillage virtuel et vers l'abandon des techniques traditionnelles.

Ce document se divise en cinq chapitres. Premièrement, une localisation et une description des différents éléments physiographiques, géologiques et géographiques du territoire à l'étude seront présentées. Ceci sera suivi d'un recensement des cartes

existantes qui couvrent déjà le territoire de l'Outaouais. Le Chapitre 2, quant à lui portera sur la méthodologie des travaux cartographiques, autant pour les campagnes de terrain que pour la phase subséquente de numérisation.

Le Chapitre 3 mettra en lumière toutes les unités cartographiques qui ont servi à délimiter les zones morpho-sédimentaires résultantes de la cartographie des dépôts de surface, ainsi que les éléments géomorphologiques que l'on peut y retrouver.

La portion de cette étude qui concerne la luminescence optique se retrouve entièrement dans le Chapitre 4. Celui-ci traitera aussi bien des principes fondamentaux de cette méthode de datation que des manipulations effectuées dans le cadre de ces travaux. Les résultats des analyses d'identification de faciès et de datation se trouvent vers la fin de ce chapitre.

L'ultime chapitre intégrera les nouvelles données présentées dans ce document aux connaissances préexistantes dans le domaine de la géologie glacio-sédimentaire. Cette reconstitution paléogéographique mettra aussi bien en évidence les données de terrain spécifiques aux terrains cartographiés par l'auteur, en plus des territoires adjacents qui l'entourent et qui constituent l'ensemble de la région étudiée dans le cadre du projet PACES de l'Outaouais.

CHAPITRE I

PHYSIOGRAPHIE ET CADRE GÉOGRAPHIQUE

1.1 Localisation

La région cartographiée dans le cadre du projet PACES couvre entièrement le territoire municipalisé de l'Outaouais. Ce territoire correspond approximativement au sud du bassin versant de la rivière Gatineau, en plus de plusieurs autres bassins de moindre importance (Lièvre, Coulange, Dumoine, etc.). Il est donc bordé au sud par la rivière des Outaouais, à l'est et au nord par la région administrative des Laurentides et à l'ouest par celle de l'Abitibi-Témiscamingue. La figure 1.1 présente les feuillets cartographiés selon le système national de référence cartographique (SNRC).

Les feuillets présentés (31J04 ouest et 31K01) dans ce mémoire constituent une bande de territoire orientée est-ouest traversant la vallée de la rivière Gatineau. Ces deux cartes couvrent les municipalités de Bouchette et de Gracefield notamment, dans la région communément nommée la Haute-Gatineau. Ce territoire est délimité par les latitudes 46°00' et 46°15' et par les longitudes 76°30' W et 75°45' W. L'extrême est de ces feuillets est situé dans la région administrative des Laurentides, tout près du village de Notre-Dame-du-Laus.

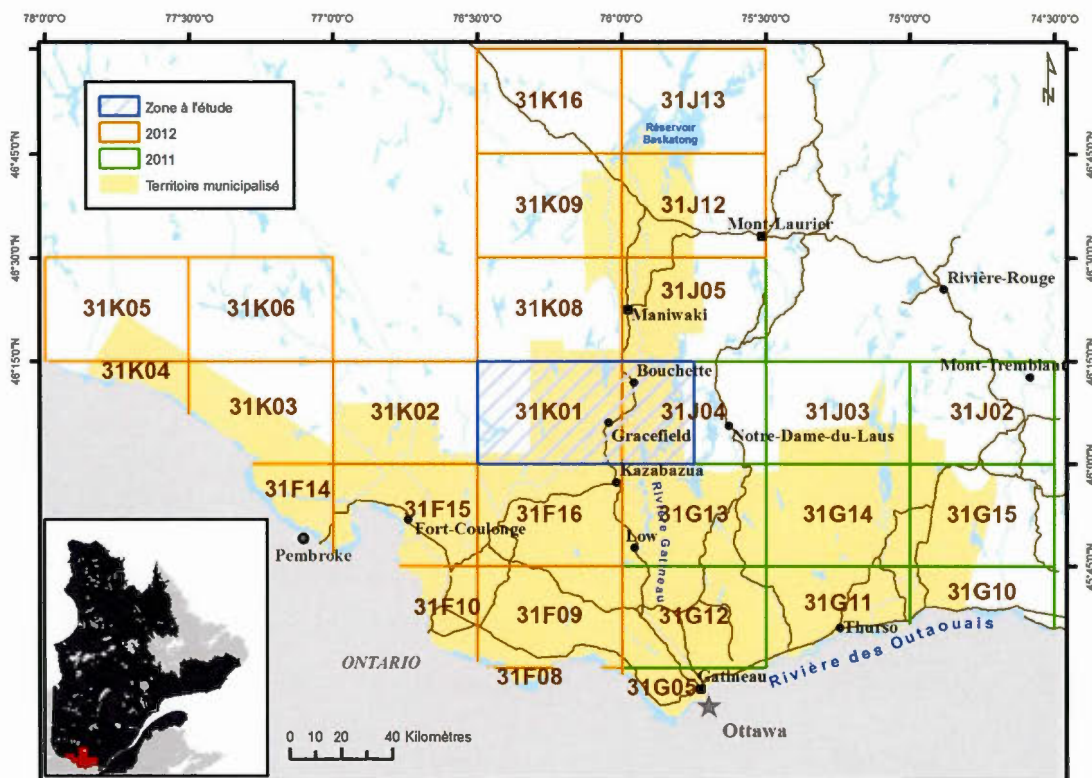


Figure 1.1 Localisation des feuillets SNRC cartographiés pendant les deux campagnes de terrain entreprises pendant le PACES Outaouais. Modifié de Daigneault *et al*, 2013.

1.2 Physiographie

On retrouve en Outaouais deux grands ensembles physiographiques liés aux provinces géologiques : les Basses-Terres-du-Saint-Laurent (BTSTL) et le Bouclier canadien. La portion sud de la région cartographiée par le PACES Outaouais est marquée par un relief plat en raison de la présence de roches sédimentaires cambro-ordoviciennes et de la couverture d'argiles massives de la Mer de Champlain. La figure 1.2 présente les deux grands ensembles physiographiques, ainsi qu'un modèle d'élévation numérique du sud-ouest du Québec. La région de la Haute-Gatineau est située dans le Bouclier canadien, un terrain au relief significativement plus rugueux et qui correspond aux vestiges d'une ancienne chaîne de montagne qui s'est développée il y a environ 1 milliard d'année (voir section 1.3).

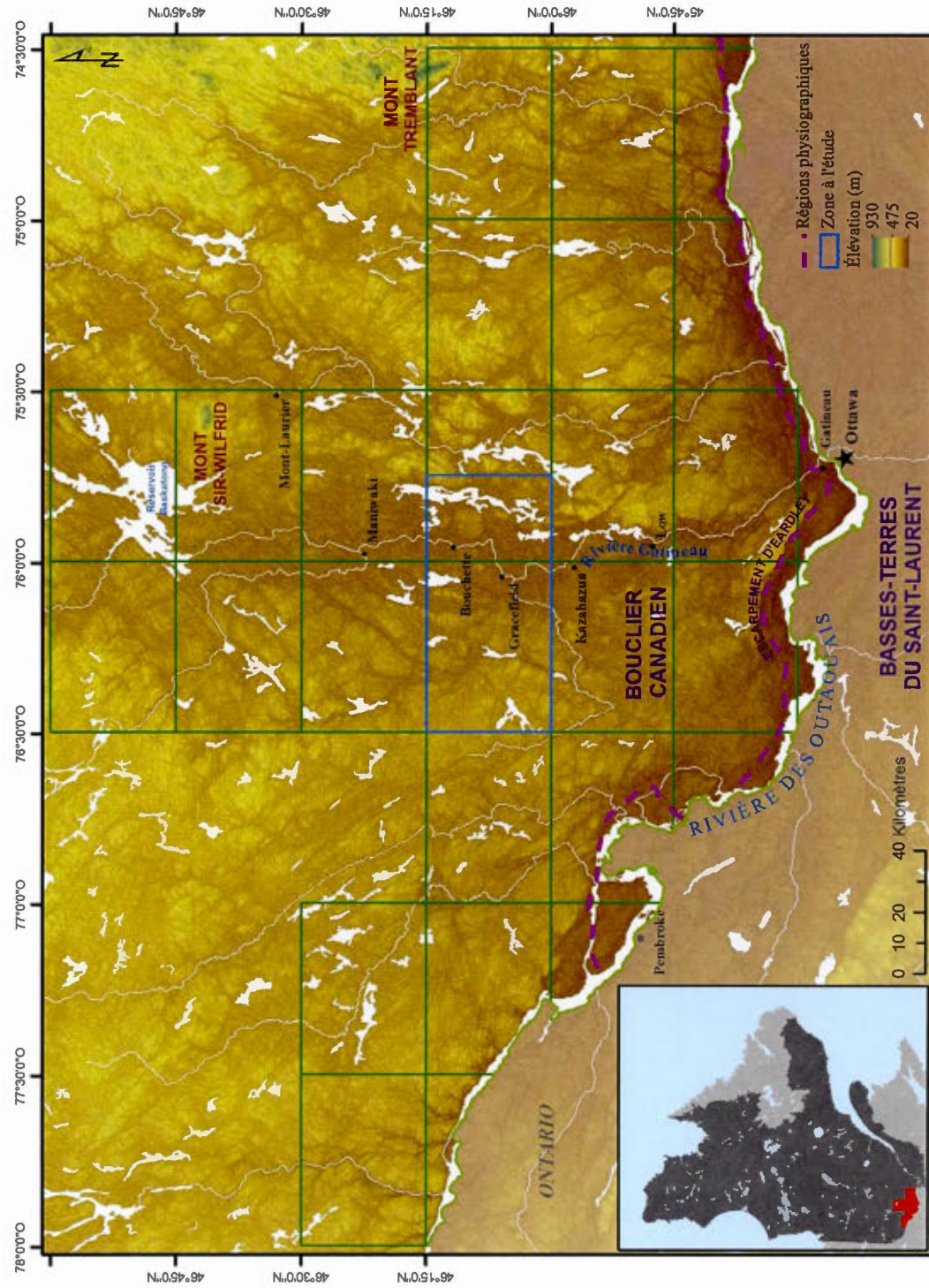


Figure 1.2 Relief et divisions physiographiques du sud-ouest du Québec. (Daigneault *et al*, 2013; Roy *et al*, 2013).

La Haute-Gatineau est également séparable en deux sous-ensembles physiographiques, témoins des processus météoriques qui ont altérés le Bouclier canadien (Bostock, 2014) : les vallées fluviales et les hautes-terres. Les vallées fluviales occupent les dépressions structurales présentes dans le socle rocheux; c'est là que l'on retrouve la majorité du territoire habité. Dans la vallée de la rivière Gatineau, le relief plat associé aux sédiments de surface et la qualité des sols ont permis l'implantation de l'agriculture. Au milieu des terres agricoles, on observe fréquemment des collines qui percent la monotonie du paysage à la manière de petits inselbergs. Ces grandes vallées sont, pour la plupart, généralement orientées N-S à NNE-SSW et leurs élévations varient entre 100 et 250 mètres (figure 1.3).

Au-delà de ces grandes plaines sablo-argileuses, le relief observé dans la Province du Grenville est principalement constitué de collines aux sommets applanis à des élévations situées entre 250 et 600 mètres (figure 1.3). Dans les hautes-terres, la grande majorité des nombreux lacs, de même que le patron de drainage dominant, sont contrôlés par la structure du roc sous-jacent. La forêt est toujours extrêmement présente dans les hautes-terres alors que très peu de gens habitent à ces endroits, à l'exception de nombreux chalets regroupés autour des lacs.

1.2.1 Sédiments de surface

On retrouve une large gamme de sédiments de surface (argile, sable et diamicton), lesquels sont de genèses variées. La plupart des dépôts sont plutôt concentrés dans les fonds de vallées, à l'exception du till que l'on retrouve à peu près partout. Aucune unité quaternaire ancienne exhaustive n'est connue au Québec à l'ouest de Pointe-Fortune (Gadd *et al.*, 1981; Veillette & Nixon, 1984; Anderson *et al.*, 1990), ce qui fait du till de base déposé par l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur, le sédiment glaciaire le plus ancien de la région.

Conséquemment, la séquence normale de sédiments observée à un endroit hypothétique en Haute-Gatineau montrant tous les faciès présents verrait le till du

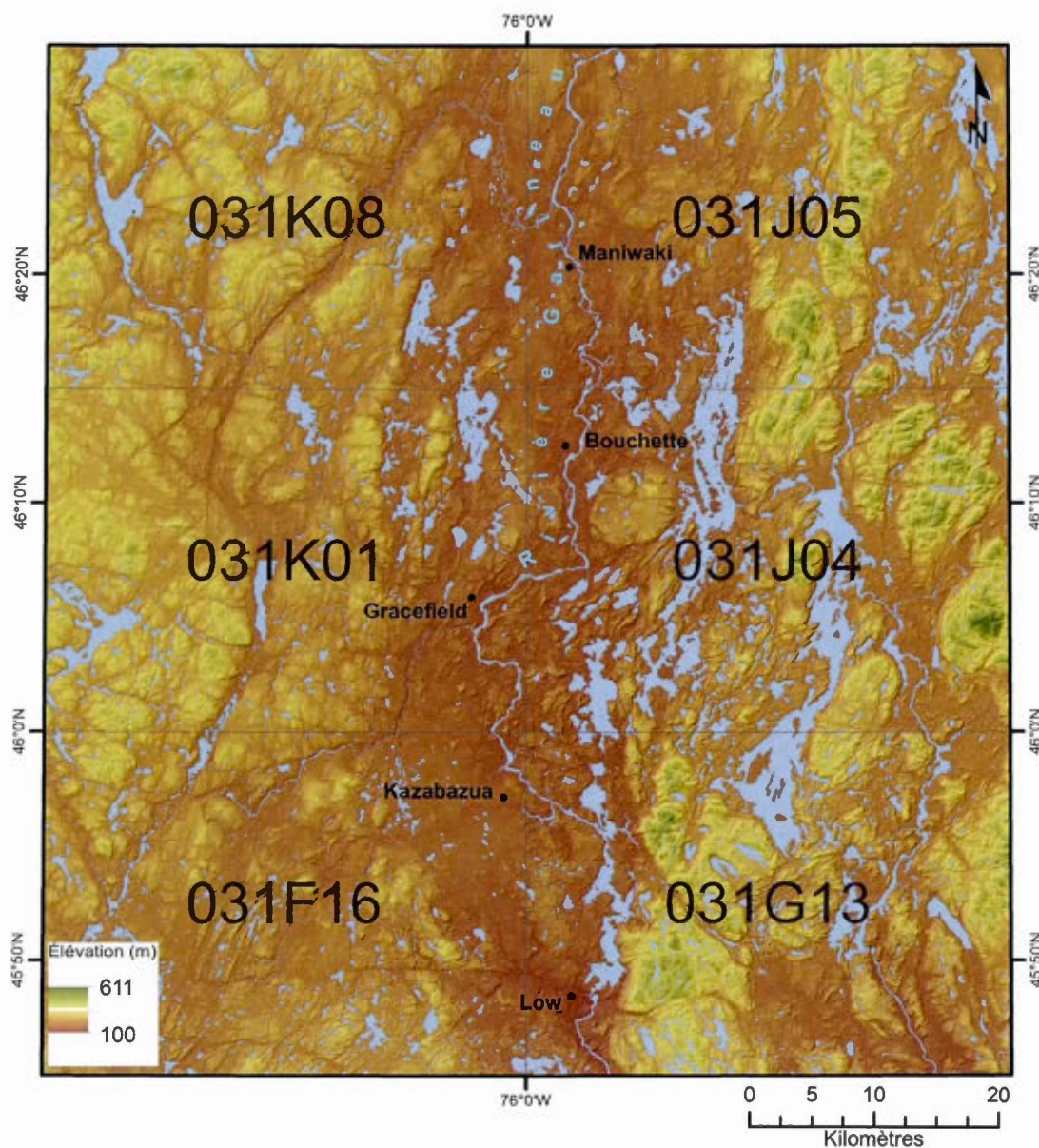


Figure 1.3 Modèle d'élévation numérique de la vallée de la rivière Gatineau. Données de la base de données topographiques du Québec (BDTQ).

Wisconsinien supérieur surmonté par des sédiments fluvioglaciaires juxtaglaciaires (esker), des sédiments d'épandage subaquatique montrant un affinement de la granulométrie vers le sommet, des sédiments glaciolacustres d'eau profonde et un sable d'exondation tout en haut. Localement le sable d'exondation pourrait être

remplacé par un delta régressif de la Mer de Champlain. Cette succession s'inscrit dans une série d'événements quaternaires qui est résumée à la section 1.4. Une description exhaustive des sédiments de surface est fournie à la section 3.1.

1.2.2 Bassin versant de la rivière Gatineau

Quatrième en importance au Québec, le bassin versant de la rivière Gatineau (figure 1.4) draine un territoire de 23 724 km² (Beauchamp, 2008). La rivière prend sa source à Parent et se jette dans la rivière des Outaouais à la hauteur de Gatineau. Les bassins versants voisins sont ceux des rivières Coulonge à l'ouest, du Lièvre à l'est et du Saint-Maurice au nord. Ses principaux affluents sont les rivières Tomasine, Désert, des Gens de Terre, Picanoc et Kazabazua. Ayant été l'objet de plusieurs aménagements, la rivière Gatineau comporte deux principaux réservoirs, le réservoir Baskatong, situé au nord de Grand-Remous et le lac Sainte-Marie.

1.3 Géologie du socle rocheux

La géologie de l'Outaouais est principalement formée de terrains précambriens associés à la Province de Grenville, bien que dans le sud, aux abords de la rivière des Outaouais, on peut observer des roches sédimentaires plus jeunes associées à la série cambro-ordovicienne des BTSTL.

1.3.1 Socle précambrien

La Province de Grenville est une ceinture de roches métamorphiques longue de 2000 km et large de 300 à 500 km qui borde le sud-est du Bouclier canadien. La Province inclut tous les terrains associés au plus récent orogène précambrien en Amérique du Nord, qui a eu lieu au Mésoprotérozoïque vers 1300 à 1000 Ma et qui a amalgamé le craton Nord-Américain avec d'autres masses continentales lors de la création du super continent Rodinia (Li *et al.*, 2008; Hynes & Rivers, 2010). Les roches qui subsistent aujourd'hui de cette collision sont d'âge archéen et protérozoïque et sont

caractérisées par les faciès métamorphiques amphibolite à granulite. Le Grenville contient également d'importants massifs de roches intrusives.

Les lithologies retrouvées autour de Gracefield sont dominées par les roches métamorphiques. On y retrouve des marbres et autres roches calco-silicatées, des migmatites, des gneiss tonalitiques ou quartziques, des amphibolites et autres paragneiss. La Province du Grenville contient également des gneiss charnockitiques et granodioritiques. Il s'agit d'une paléo-séquence sédimentaire métamorphisée à un degré avoisinant quelquefois la migmatitisation. L'alternance entre ces lithologies est fréquente et irrégulière, ce qui rend l'utilisation de marqueurs lithologiques de composition carbonatée futile.

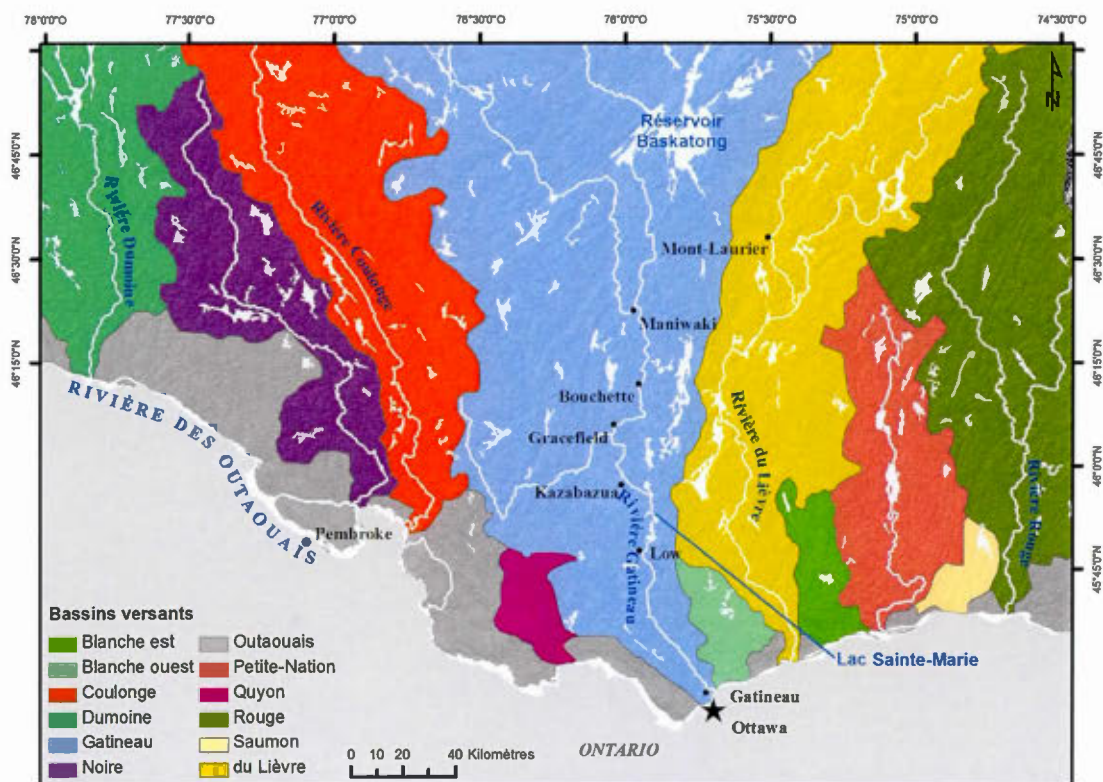


Figure 1.4 Bassins versants du sud-ouest du Québec (Roy *et al*, 2013).

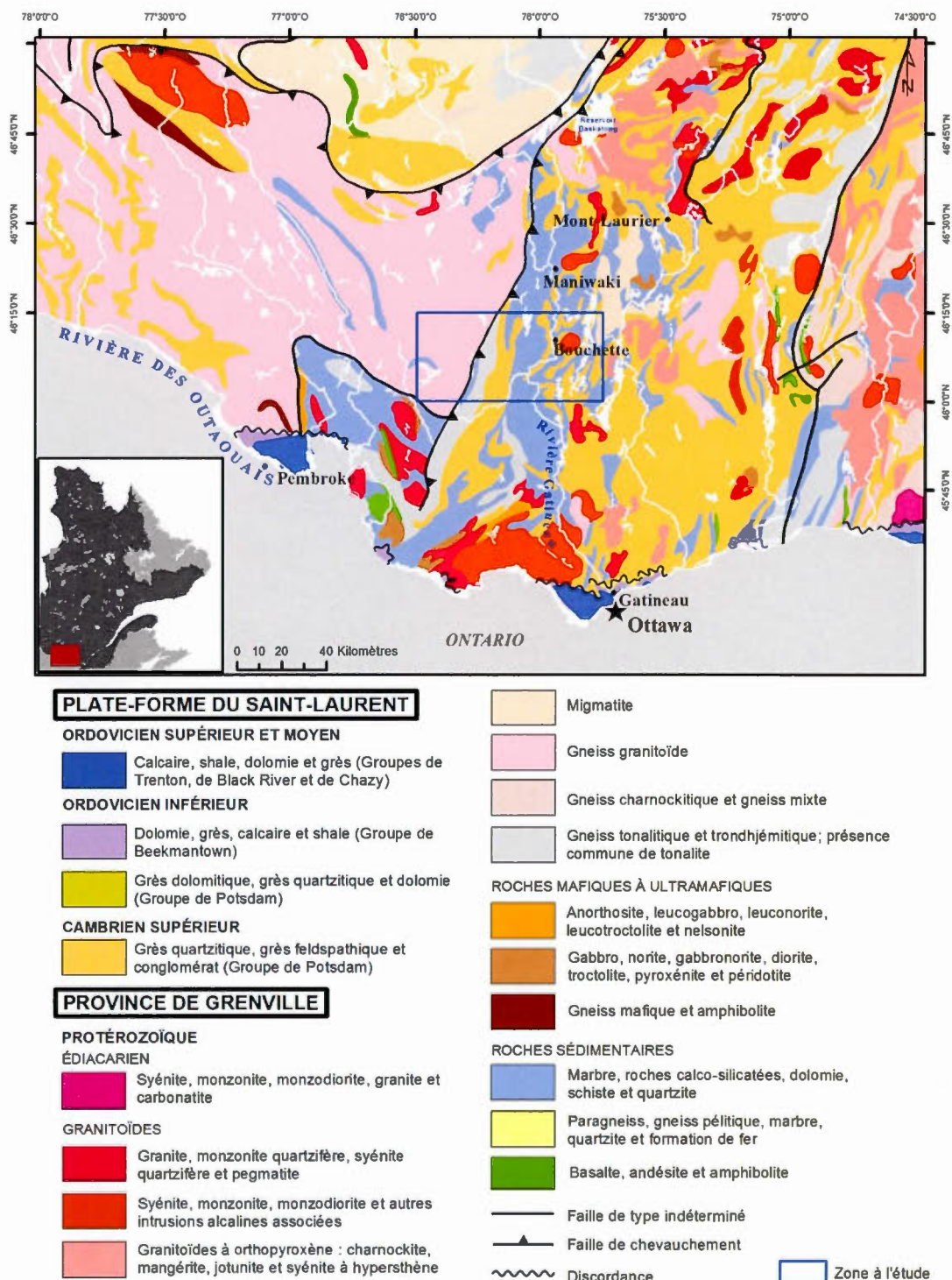


Figure 1.5

Carte géologique simplifiée du sud-ouest du Québec.

On retrouve diverses intrusions mineures d'âge mésoprotérozoïque, de nature variées. Le plus imposant de ces massifs est une intrusion syénitique située au sud-est de Bouchette. D'autres intrusions de natures granitiques ou grabbroïques et d'importance moindre sont dispersées sur le territoire. Leur dispersion et leur abondance font également d'eux de pauvres traceurs lithologiques.

1.3.2 Ressources minéralogiques

Les roches métamorphiques de l'Outaouais et des Laurentides sont le support d'une multitude de minéraux exploitables et exploités depuis la deuxième portion du 19^e siècle. L'apatite fut exploitée jusqu'en 1890 et faisait de l'Outaouais le principal producteur de phosphate au monde. La mine de fer de Bryson fut la plus importante du Canada vers 1890. Des mines de phlogopite étaient toujours actives dans les années 1960. Outre ces minéraux, les différents feldspaths (microcline blanche, amazonite, orthose), le graphite, la magnésite et la molybdénite furent exploités à un moment ou à un autre. Aucune mine n'est en activité en Outaouais depuis les années 1970. L'uranium est abondant dans la région mais est trop peu concentré pour en permettre l'exploitation (Lessard, 2012).

1.3.3 Plate-forme paléozoïque

Au Cambrien, l'ouverture d'un rift, engendré par la dislocation du super continent Rodinia, a mené au développement de l'océan Iapetus, favorisant la mise en place d'une puissante séquence sédimentaire (Kumarapeli, 1976; 1985; Malka *et al*, 2000; Rocher & Tremblay, 2001; Li *et al*, 2008; Hynes & Rivers, 2010). C'est à cet événement qu'est reliée l'existence du graben Ottawa-Bonnechère dans lequel la rivière Gatineau suit son cours aujourd'hui entre Chelsea et Cantley, ainsi que l'escarpement d'Eardley, relief franc correspondant à la limite de la dépression structurale associée à l'ouverture d'Iapetus. Ces failles ont été réactivées lors des épisodes structuraux subséquents, au Mésozoïque pendant la dislocation de la Pangée

et actuellement dans le contexte de tension associé à l'ouverture de l'Atlantique (Rocher & Tremblay, 2001; Faure *et al*, 2006).

Cet environnement de déposition a subsisté jusqu'au Carbonifère, comme en témoignent quelques formations en Gaspésie. Les roches de la plate-forme sédimentaire que l'on retrouve en Outaouais sont cambro-ordoviciennes et sont presque exclusivement retrouvées autour de Gatineau. La plate-forme sédimentaire s'étend davantage du côté de l'Ontario, mais on retrouve tout de même quelques lambeaux près de Fort-Coulonge, Shawville et Quyon.

Les roches sédimentaires présentes à l'embouchure de la rivière Gatineau sont constituées des grès quartzitiques du Cairnside et des dolomies de la Formation de Sainte-Thérèse (Groupe de Potsdam), ainsi que des dolomies de la Formation de Beauharnois (Groupe de Beekmantown). Localement, on retrouve également des roches calcaires du Groupe de Trenton et du Groupe de Black River.

Ces roches ont un intérêt limité dans ce document étant donné qu'elles ne sont pas présentes sur le territoire d'étude. Par contre, la relation entre la vallée de la rivière Gatineau dans les hautes-terres de la Province de Grenville et les BTSTL possède une certaine importance dans les âges géologiques subséquents, notamment au Quaternaire, lorsque la Mer de Champlain a ennoyé le territoire des BTSTL, ainsi que quelques vallées importantes situées dans la Province de Grenville.

1.4 Géologie du Quaternaire

Le Quaternaire a été le théâtre d'oscillations climatiques qui ont mené à l'occupation du territoire par d'énormes inlandsis et ce, à plusieurs reprises dans le dernier million d'années (Ehlers & Gibbard, 2007). Au Pléistocène, le dernier de ces épisodes glaciaires, la glaciation wisconsinienne, a vu le développement de l'Inlandsis laurentidien. Ce glacier qui a recouvert le nord du continent nord-américain a atteint son étendue maximale aux alentours de 18 ¹⁴C ka B.P. (Dyke, 2004), atteignant la

région de New York dans l'est du continent. À cette époque, le niveau marin est 120 mètres plus bas que le niveau marin actuel (Dyke *et al*, 2002). C'est cette succession de glaciations qui a façonné le relief actuel des Laurentides.

1.4.1 Glaciation wisconsinienne

Cette ère glaciaire a vu le développement d'un inlandsis nord-américain, formé de plusieurs dômes (Keewatin, Foxe, Hudson, Labrador, etc.) (Dyke & Prest, 1987). La situation géographique nordique de ces dômes faisait en sorte que la direction d'écoulement glaciaire en Outaouais était, au maximum glaciaire, généralement comprise entre 160° et 180° (Daigneault *et al*, 2013). Des écoulements plus anciens (ESE et SW) associés à l'englaciation du territoire, ainsi qu'un mouvement tardif (120° à 160°) ont été recensés dans le cadre du projet PACES Outaouais (Daigneault *et al*, 2013; Dubois-Verret, 2015). L'héritage de cette glaciation est visible par les nombreux affleurements rocheux présentant un modelé glaciaire et des marques d'érosion, en plus de la couverture de till qui recouvre de manière quasi-continue l'ensemble du territoire.

1.4.2 La déglaciation et l'invasion marine de la Mer de Champlain

Lors de la déglaciation, le front glaciaire reculait vers le nord, libérant éventuellement les BTSTL. Le rebond isostatique couplé à la production massive d'eau de fonte a permis l'existence d'un lac proglaciaire nommé Lac Candona, résultant de la coalescence de deux autres lacs proglaciaires plus anciens, les Lacs Vermont et Iroquois (Parent & Occhietti, 1988; 1999; Dyke, 2004). Ce lac subsista jusqu'à ce que le barrage de glace qui bloquait son drainage se retire, menant à une invasion marine qui a atteint son extension occidentale maximale dans les environs de Pembroke, à l'ouest d'Ottawa. Au sud, la Mer de Champlain (Hitchcock *et al*, 1861; Dionne, 1972) était bordée par les montagnes vertes du Vermont. L'existence de cette mer est appuyée par la puissante unité d'argiles massives que l'on retrouve dans les BTSTL (De Geer, 1892; Antevs, 1925; Dionne, 1972; Prichonnet, 1977; Parent & Occhietti,

1988; 1999; Lamothe, 1989; Richard & Occhietti, 2005). L'étendue maximale approximative de la Mer de Champlain est présentée à la figure 1.6. Le modèle d'élévation numérique montre en teintes bleutées le territoire approximatif recouvert par la Mer de Champlain lors de l'Holocène.

Dans la vallée de la rivière Gatineau, la présence de rythmites silto-argileuses dans les environs de Maniwaki a confirmé l'existence d'un plan d'eau dans la vallée. Ces rythmites furent relevées par Wilson (1924) qui leur attribua une origine glaciomarine, car il n'existe selon lui aucune barrière naturelle entre Maniwaki et Ottawa. Il ne trouva pas de delta ou de rivage associé au plan d'eau mais fixa l'élévation maximale de la Mer de Champlain à Maniwaki à 600 pieds (180 m) en se basant seulement sur les rythmites. Cette élévation est très conservatrice, car il évaluait une colonne d'eau de seulement 20 pieds (6 mètres) au dessus des rythmites. Auparavant, on évaluait la fin du plan d'eau dans la vallée aux alentours de Kingsmere, faute de travaux plus au nord (Antevs, 1925). L'absence de matériel fossilifère au nord de Low et la rythmicité de l'argile laissèrent croire à plusieurs (Antevs, 1925; Gadd, 1971a) que ces rythmites étaient plutôt glaciolacustres.

Par la suite, Vincent (1989) évalue la limite marine à 210 mètres à Ottawa et explique en s'appuyant sur la thèse de Dadswell (1974) que le plan d'eau de la vallée de la Gatineau rattaché à la Mer de Champlain aurait pu s'étendre jusqu'au réservoir Baskatong (limite marine de 274 mètres au nord du réservoir). Ceci aurait été possible en considérant un taux de relèvement isostatique de 0,4 m/km et parce qu'il n'existe pas de barrière physiographique entre Ottawa et le réservoir Baskatong qui aurait pu bloquer l'invasion marine. Caron (2007) a évalué à 235 mètres à Mont-Laurier le niveau maximal du plan d'eau (un lac dans ce cas-ci) ayant envahi la vallée voisine, celle de la Lièvre, mais ce niveau était contrôlé par un exutoire.

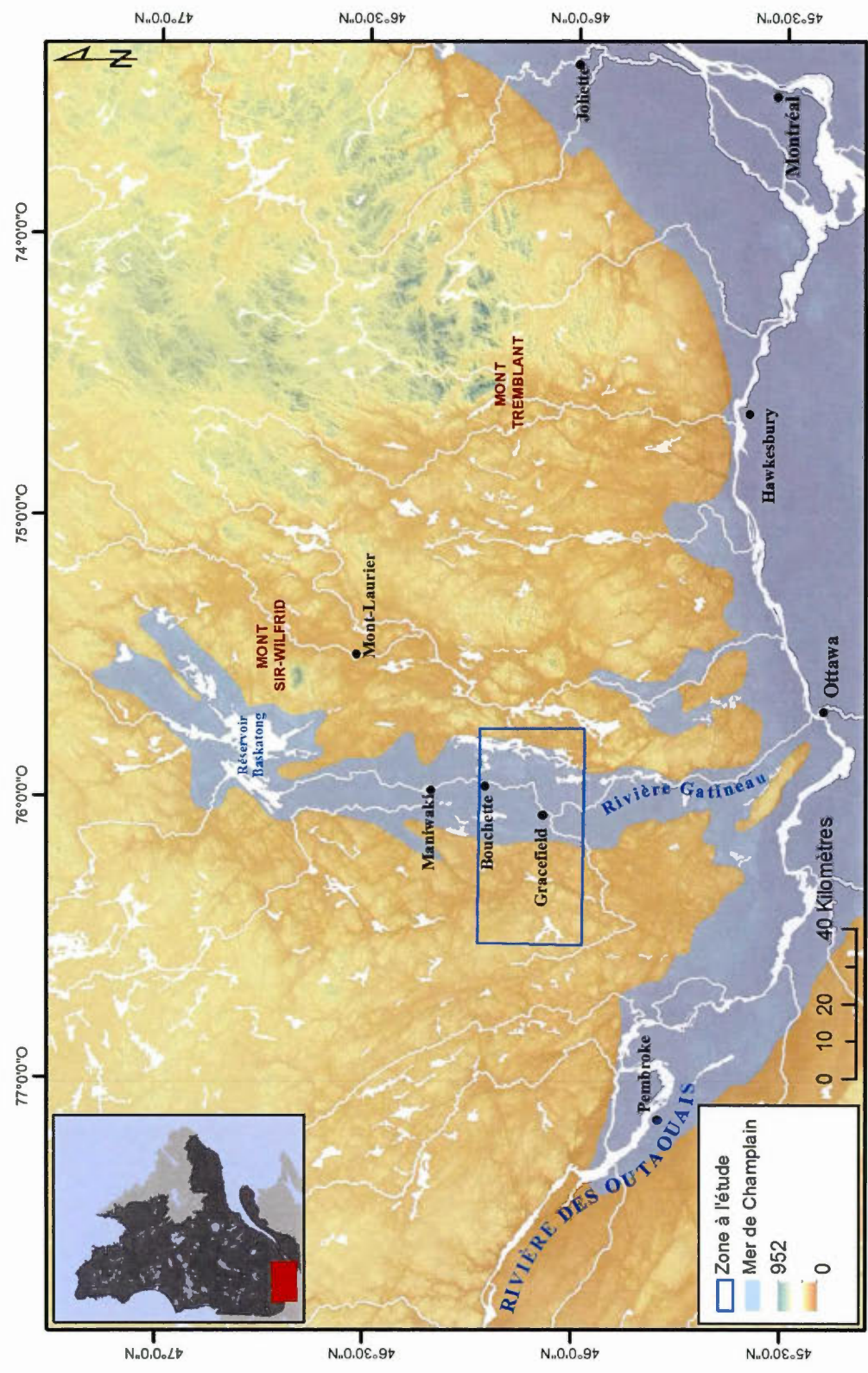


Figure 1.6 Modèle d'élévation numérique du sud-ouest du Québec et de l'est de l'Ontario montrant en bleu le territoire approximatif envahi par la Mer de Champlain (d'après Parent & Occhietti, 1999).

1.4.3 Chronologie de la déglaciation dans la vallée de la Gatineau

Un nombre limité de datations furent effectuées dans la vallée de la rivière Gatineau par rapport au très grand nombre d'âges associés à la Mer de Champlain. L'âge minimum généralement accepté de la déglaciation dans la région d'Ottawa est de 11,600 ka ^{14}C ka B.P. (GSC 842) (Buckley, 1968). Dans la portion sud de la vallée de la Gatineau des âges oscillant autour de 12 ^{14}C ka B.P. (GSC 1646-1772) ont été produits par Romanelli (1976) à Cantley et près de Low. Une fois calibrés, ces âges supposent une déglaciation dans le sud de la vallée de la Gatineau autour de 14 cal ka. L'âge de la Mer de Champlain est par contre plutôt bien défini. L'âge du drainage du Lac Candonia menant à l'invasion champlénienne est évalué à $11,1 \pm 0,1$ ^{14}C ka B.P. (Richard & Occhietti, 2005). Les âges obtenus par datation ^{14}C sont sujets à l'effet réservoir qui est induit par la variabilité de la teneur en carbone du matériel analysé. Les âges ^{14}C B.P. obtenus dans la Mer de Champlain doivent subir une calibration entre 350 ans et 1100 ans, dépendant de la localisation et surtout de l'environnement dans lequel fut retrouvé le matériel (Karrow *et al*, 1975; Mott *et al*, 1981; Occhetti *et al*, 2001; Richard & Occhietti, 2005). L'effet réservoir et le vieillissement des âges que cela occasionne, introduit dans les interprétations paléogéographiques une incertitude supplémentaire qui peut être problématique lors de la corrélation de certains de ces âges.

1.5 Travaux cartographiques antérieurs

Au moment où le MRNF entreprend la cartographie des dépôts quaternaires de l'Outaouais, plusieurs cartes de la région existent déjà. Ces cartes proviennent de différents projets cartographiques ou de recherche qui s'étalent sur plusieurs décennies et qui étaient mus par des objectifs spécifiques particuliers. Ceci résulte en une grande disparité dans la qualité des cartes et surtout laissait beaucoup de parcelles de territoire non-étudiées.

Johnston (1917) a produit la plus ancienne carte quaternaire recensée en Outaouais. Elle couvrait le feuillet cartographique 31G05, qui correspond au territoire des municipalités d'Ottawa et de Gatineau. Cette même carte fut couverte à nouveau dans les années soixante par Nelson Gadd (1961; 1962; 1963). Jane Buckley (1968; 1970) a étendu au nord cette carte en réalisant des travaux dans le Parc de la Gatineau. Wilson a publié une carte géologique/quaternaire de la région de Maniwaki en 1920 pour accompagner son rapport (1924). Celle-ci ne comportait que trois unités cartographiques quaternaires (Till, sédiments de la Mer de Champlain et alluvions).

S.H. Richard et J.-S. Vincent (Richard, 1974; 1975; 1978b; 1980a; b; 1982; 1984a; b; 1991; Richard *et al.*, 1976a; b; c; 1978; Vincent *et al.*, 1976a; b) ont produit la grande majorité de la couverture cartographique de l'Outaouais avant le présent projet. Le détail des unités est appréciable, notamment dans les vallées. Par contre, les unités de till dans les hautes-terres sont très peu délimitées et les dépôts juxtaglaciaires ne sont pas séparés des dépôts proglaciaires, à l'exception des épandages subaquatiques. Ces disparités sont dues à la légende utilisée. Des compilations cartographiques ont ensuite été effectuées afin de numériser l'essentiel des cartes de Richard (Bélanger *et al.*, 1994; 1995; 1997a; b; c; d; e; f; 1998; St-Onge, 2009).

Dans les mêmes années, Allard (1977; 1980) réalise des cartes morpho-sédimentaires aux abords de la rivière des Outaouais et Lamothe (1977) effectue une cartographie au 1:20 000 de la région de Saint-Jovite. Plus récemment des cartes ont été produites dans les régions de Fort-Coulonge (Kettles, 2004) et de Mont-Laurier (Caron, 2007).

Le service d'inventaire forestier (Gouvernement du Québec, 1992) a produit des cartes numériques pour le territoire en entier sans effectuer de visites sur le terrain. Ces cartes sont plutôt sommaires et montrent très peu de géomorphologie mais sont la plupart du temps conformes aux dépôts retrouvés sur le terrain.

Les cartes concernées par le présent document sont disponibles en format numérique sur le module SIGEOM (Gouvernement du Québec, 2014) de Géologie Québec. Deux rapports annuels ont également été rendus pour accompagner les campagnes de cartographie (Daigneault *et al*, 2012; Roy *et al*, 2013).

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 Méthodologie de terrain

La cartographie des feuillets 31K01 et 31J04 ouest fut effectuée au cours de deux campagnes de terrains pendant l'été 2011 et l'été 2012. Chaque feuillet cartographique (1:50 000) fut couvert en deux semaines par une équipe de deux personnes : un cartographe et un assistant. Chaque campagne de terrain fut précédée par une période de pré-terrain de trois semaines consacrée à une photo-interprétation préliminaire afin de délimiter les grands ensembles, la numérisation des photos aériennes et le pré-assemblage de stéréopaires numériques. De plus, la période de préparation a permis d'identifier les différents accès routiers et les gravières/sablières qui permettent de valider les observations effectuées en photo-interprétation.

Sur le terrain, le cartographe et son assistant parcourent toutes les routes praticables avec une voiture tout en effectuant des points de contrôles au besoin (de 100 mètres à 500 mètres d'intervalle tout dépendant du contexte). La plupart de ces points de contrôles consistent en des trous dans un fossé ou des forages manuels effectués à l'aide d'une tarière. Toutes les gravières et sablières recensées ou découvertes par photographie aérienne furent visitées. Les coupes situées aux abords de rivières étaient relativement rares et ne furent visitées que si elles étaient situées à proximité de routes. Les affleurements rocheux situés le long des routes ont également été recensés et visités pour l'identification d'éventuelles marques d'érosion glaciaire.

Les observations étaient notées sur un acétate apposé directement sur la photo aérienne en version papier et à l'aide de géofiches quaternaires développées par le MRNF. Ces fiches étaient accompagnées au besoin de photos et de croquis. Des GPS portatifs furent utilisés pour le géoréférencement de chaque observation. Les géofiches quaternaires permettent d'enregistrer les observations de terrain de manière codifiée, notamment les granulométries, les lithofaciès, l'épaisseur des unités et la nature des contacts entre ces unités, la couleur, les réactions géochimiques, la présence, la description et la mesure d'éventuels fossiles, blocs erratiques ou diverses structures linéaires et planaires tels que des rides de courant, des failles ou des litages, ainsi que des marques d'érosion glaciaire (stries, cannelures, broutures, etc.).

Enfin, du temps fut alloué à l'échantillonnage pour la luminescence optique pendant les dernières semaines. Quatorze sites sélectionnés parmi ceux observés pendant l'été furent revisités. Les manipulations d'échantillonnage et les procédures de laboratoire qui se rapportent aux analyses d'OSL sont décrites à la section 4.3.

2.2 Cartographie numérique

La carte finale devant être produite en format numérique, il fut décidé pour la première campagne de terrain de tester de l'équipement permettant de visualiser les photos aériennes en 3D sur format numérique (figure 2.1) pour certaines cartes, incluant les terrains faisant l'objet de ce projet de maîtrise. Ce procédé fut ensuite appliqué à l'ensemble des cartes pour la campagne suivante en 2012.

Cette méthode permet de visualiser en 3D des paires de photos aériennes sur un écran et de tracer les contacts entre les diverses unités directement à l'écran. C'est-à-dire qu'il n'est pas nécessaire de tracer les contacts entièrement sur papier et ensuite les recopier sur ordinateur. Le logiciel de visualisation photogrammétrique 3D (SUMMIT EVOLUTION) utilisé permet notamment d'effectuer des grandissements (zooms) à volonté en un rien de temps en maintenant la mise au point (focus), ainsi

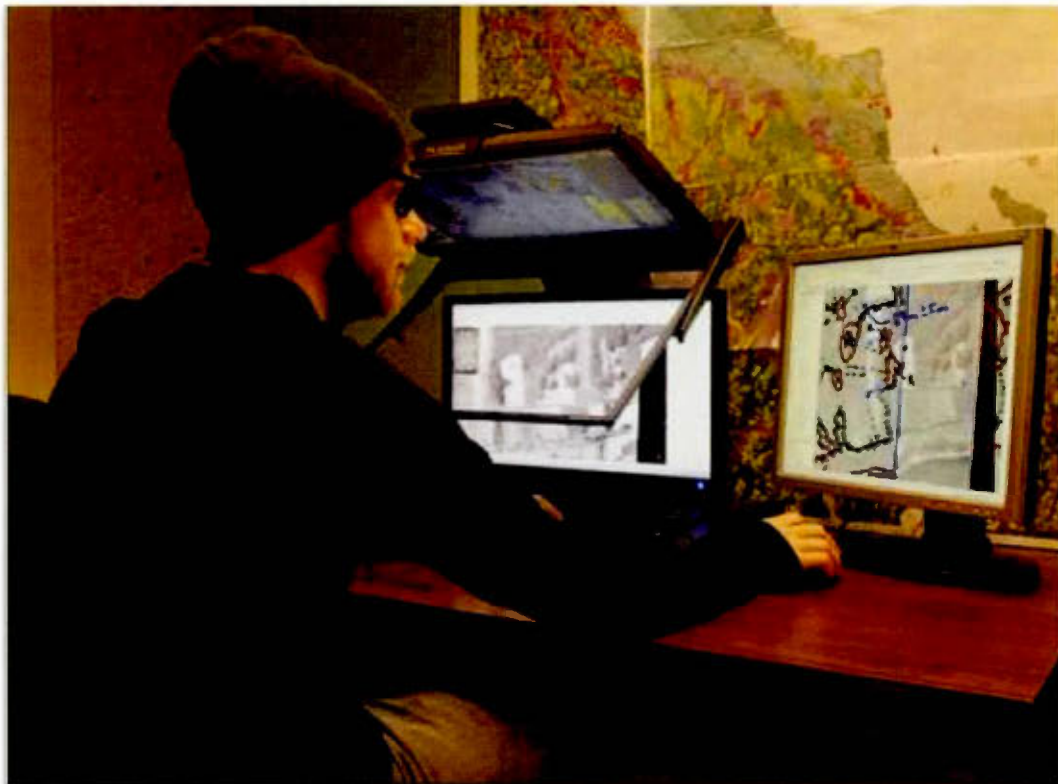


Figure 2.1 Poste de travail permettant la visualisation 3D de photos aériennes en format numérique.

que de passer d'une stéréopaire à une autre de manière automatique, et sans devoir refaire la mise au point de l'image.

À terme, la méthode permet de sauver du temps tout en améliorant la qualité du produit final. Par contre, cette approche nécessite un temps de préparation considérable pour la production des fichiers numériques. Une personne ayant l'habitude avec cette méthode prend environ 3 à 4 jours complets par feuillet (1:50 000 et photos au 1:40 000) pour l'ensemble des tâches de préparation complémentaires à la méthode classique i.e. numérisation des photos aériennes; géoréférencement des photos aériennes; acquisition des rapports d'étalonnage et disposition relative des photos en vue de les observer en trois dimensions. Ceci s'ajoute aux autres tâches classiques; réalisation de modèles d'élévation numérique;

acquisition de photos satellitaires géoréférencées et préparation des fichiers de formes (shapefiles) (lacs, routes, etc.). De plus, l'utilisation de photos papiers est toujours préconisée sur le terrain pour des raisons évidentes de coût et de faisabilité.

La cartographie numérique 3D nécessite l'utilisation d'équipement spécifique coûteux (écrans, processeurs performants et scanners haute définition d'assez grande dimension pour des photos aériennes 10' x 10'; logiciels). L'écran utilisé est de marque « PLANAR » et est constitué de deux écrans séparés par une vitre/miroir polarisée couplée à une paire de lunettes (un œil polarisé). Chaque œil voit donc un écran différent qui affiche chacun une photo d'une même stéréopaire.

Le logiciel utilisé sur le « PLANAR » est un produit de la gamme « PCI Geomatics » nommé « SUMMIT EVOLUTION ». Ce logiciel est compatible avec ArcGIS, système d'information géographique le plus couramment utilisé.

Lorsque la cartographie de chaque feuillet fut complétée, les contacts entre les feuillets furent retouchés manuellement afin de faire concorder les unités sédimentaires. Les disparités sont souvent minimales entre deux feuillets mais il arrive que deux cartographes aient fait des interprétations différentes pour une région donnée. La retouche des contacts permet de déceler ces disparités et de les corriger afin d'assurer une uniformité dans la qualité du produit fini et une continuité visuelle de la cartographie.

2.3 Analyses granulométriques

Dans le but de caractériser la signature granulométrique des tills de la région, une douzaine d'échantillons de till furent prélevés sur la portion ouest du feuillet SNRC 31J04 (voir annexe A et section 3.1.1). Les tailles granulométriques inférieures à 1 mm furent analysées à l'aide d'un granulomètre laser Microtrac Bluewave S3000, alors que les classes supérieures à 1 mm furent tamisées de manière classique. Les résultats de ces analyses sont présentées à la section 3.1.1.

CHAPITRE III

CARTOGRAPHIE DES DÉPÔTS MEUBLES DE LA RÉGION DE BOUCHETTE ET DE LAC BLUE SEA

Les feuillets 31J04 (Bouchette) et 31K01 (Lac Blue Sea) couvrent un territoire situé en plein cœur de la vallée de la Haute-Gatineau. Les travaux ont démontré que cette région renferme toute la gamme de dépôts quaternaires témoignant de la dernière déglaciation. De façon générale, une couche de till d'épaisseur variable recouvre le socle rocheux et est visible notamment sur les plateaux à des élévations supérieures à ~250 m. De grandes quantités de sable et de gravier fluvioglaciaire principalement sous la forme d'eskers et de plaines d'épandage proglaciaire subaquatique, occupent les vallées de la région, principaux couloirs par lesquelles l'eau de fonte était évacuée du territoire. Localement, il est possible d'y observer des sédiments glaciolacustres. Dans la vallée de la Gatineau, qui traverse de manière N-S les deux feuillets à leur jonction, on retrouve des évidences d'une invasion marine sous forme d'argile silteuse rythmée. Plusieurs évidences de faciès littoral sont également visibles à la rencontre des sédiments plus anciens et de la rive de la Mer de Champlain. Ce chapitre présente en détails les différentes unités sédimentaires cartographiées, ainsi que des descriptions des différents éléments géomorphologiques recensés sur les cartes finales, présentées à l'appendice D.

3.1 Unités cartographiques

Les unités cartographiques utilisées dans le cadre de la cartographie des dépôts meubles de la région municipalisée de l'Outaouais sont celles de la légende

quaternaire de la Commission Géologique du Canada (CGC) (Parent *et al*, 2010). Les descriptions qui suivent ont été adaptées à la géologie du secteur cartographié.

3.1.1 Sédiments glaciaires (T)

Les sédiments glaciaires correspondent aux sédiments déposés directement par la glace de l'Inlandsis laurentidien. Ils consistent principalement en une nappe de till recouvrant de manière irrégulière le socle rocheux. Tous les dépôts sédimentaires associés à la dernière déglaciation sont déposés tardivement ou de manière synchrone par rapport aux sédiments glaciaires du Wisconsinien supérieur.

Le till du Bouclier canadien est extrêmement sableux, ressemblant parfois à s'y méprendre à des sédiments fluvioglaciaires. De couleur brun grisâtre foncé à brun olive (plus de 50% des tests Munsell (1919) ont retourné des valeurs de 2.5Y 4/2 ou de 2.5Y 4/3), il ne contient presque aucun débris carbonaté selon les tests *in situ* au HCl, malgré la présence de lithologies de marbres à proximité. Les clastes sont anguleux à sub-arrondis et varient énormément en taille, de millimétriques à décimétriques dans les tills plus minces. La matrice est silto-sableuse, contenant qu'un très faible pourcentage d'argile.

La légende quaternaire de la Commission Géologique du Canada (Parent *et al*, 2010) différencie le till en couverture mince et le till en couverture généralement continue. L'une des premières retombées de la cartographie quaternaire étant de nature hydrogéologique, il est important de spécifier l'épaisseur des sédiments car cela affecte directement la recharge des eaux souterraines. En ce sens, la distinction entre les zones de till mince et de till continu est particulièrement importante.

Les résultats présentés à la figure 3.1 montrent que la plupart des tills (figure 3.2) présentent une distribution bimodale, centrée sur le sable moyen (150 à 250 μm) et le sable grossier (1 à 2 mm), reflétant les processus d'abrasion et de délogeage

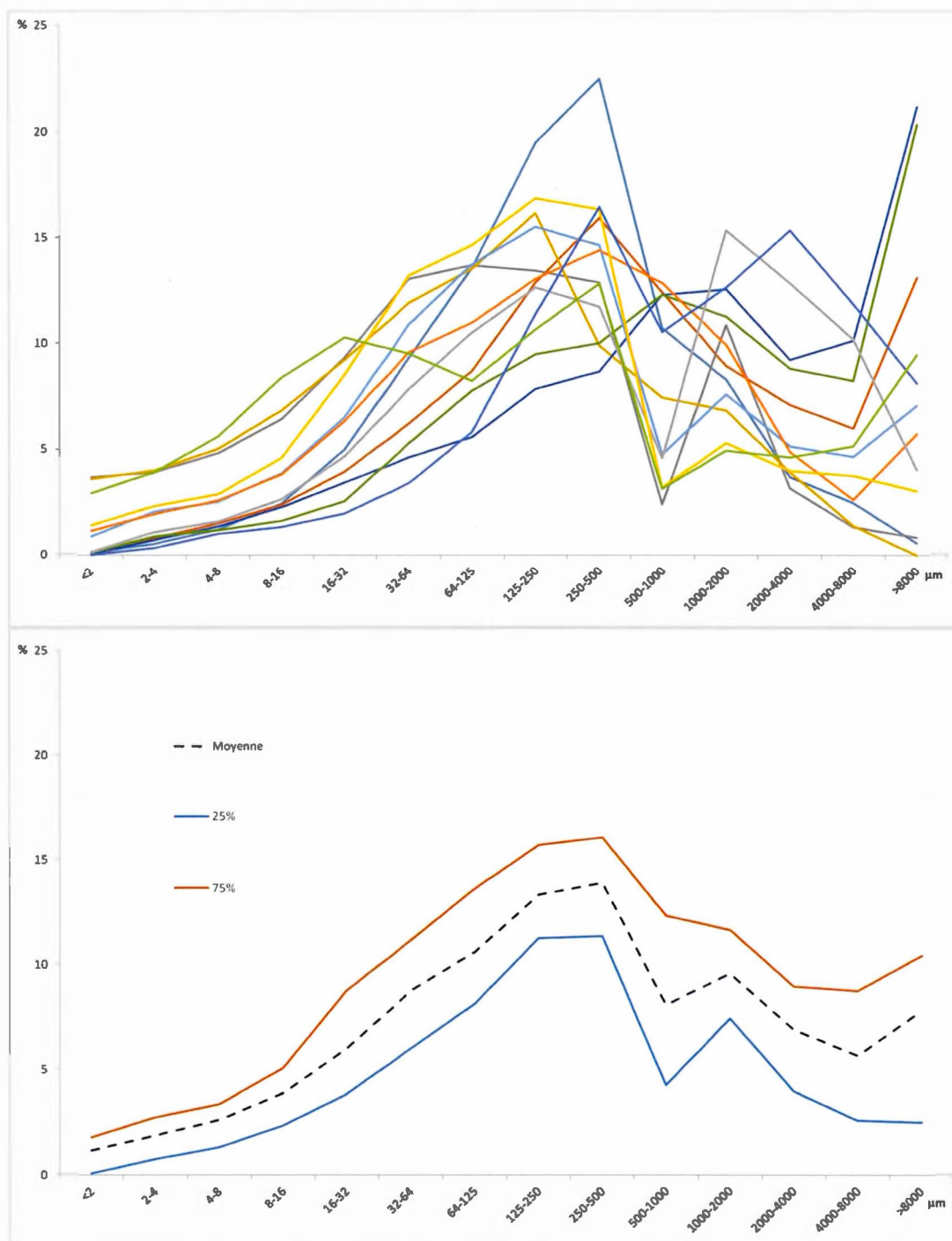


Figure 3.1 Profils granulométriques de 12 tills répartis sur le feuillet 31J04 ouest (en-haut), ainsi que la moyenne et les premiers et troisièmes quartiles de la population statistique (en-bas).

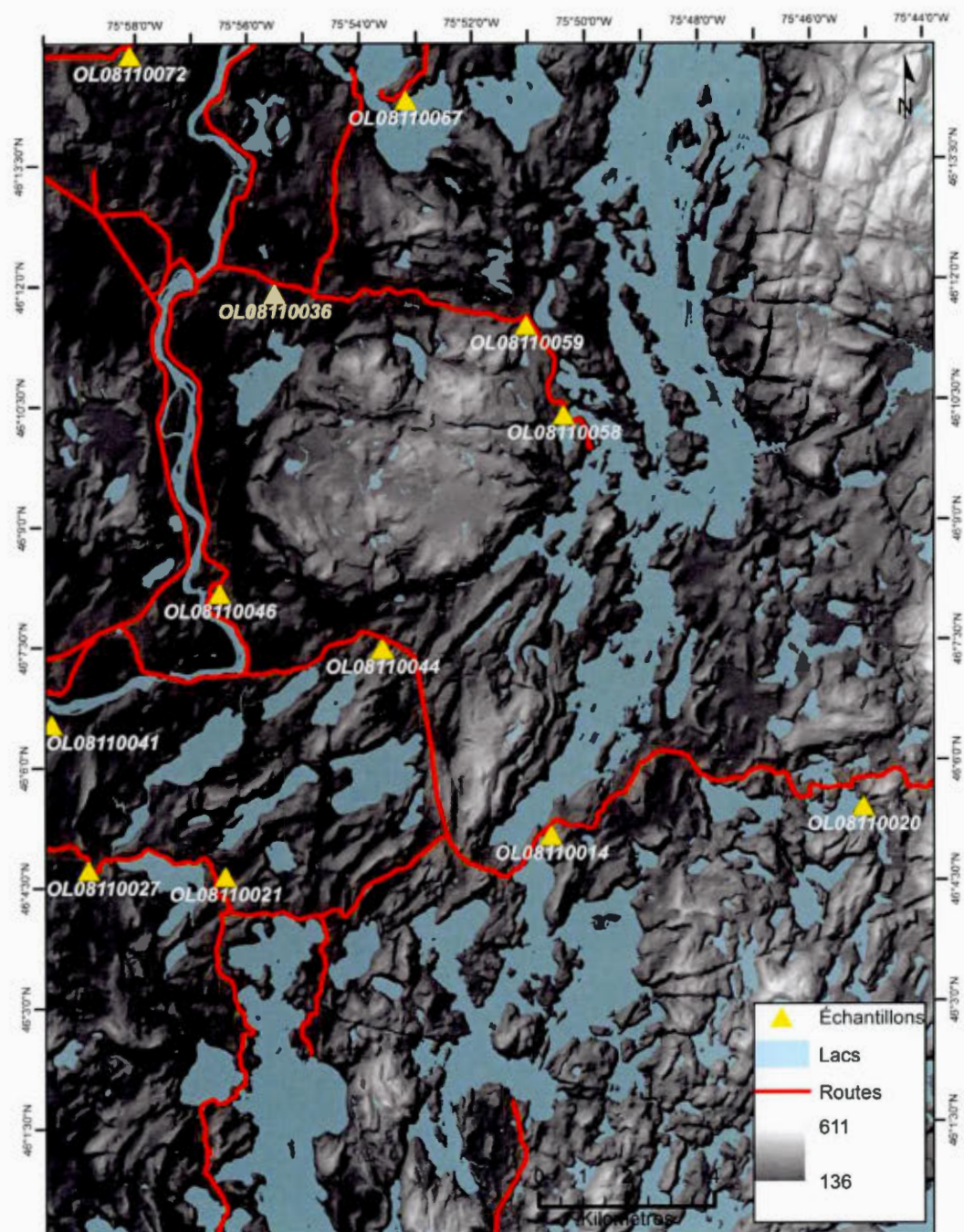


Figure 3.2 Situation géographique des échantillons de tills utilisés pour les analyses granulométriques (31J04 ouest).

glaciaire. À l'opposé, les tills de la région sont généralement pauvres en argile. En somme, la matrice des tills de la région à l'étude est majoritairement composée de sable moyen à grossier (125 à 500 μm).

3.1.1.1 Till en couverture mince et discontinue (Tm)

Le till en couverture mince et discontinue correspond au territoire recouvert de moins de 1 m de sédiments glaciaires mais de plus de 30 centimètres. Environ 50% du territoire cartographié répond à ces critères. La méthode préconisée pour déterminer l'épaisseur du till à l'échelle régionale nécessite l'analyse de photos aériennes et dans une moindre mesure des observations sur le terrain. En photo aérienne, le till en couverture mince ne masque pas entièrement la signature structurale du socle rocheux. Les observations *in situ* ne fournissent qu'une faible quantité d'informations car celles-ci sont seulement concentrées autour des routes qui sont elles-mêmes parfois éparses. Par contre, les observations *in situ* utilisées en parallèle avec les photos aériennes permettent de délimiter cette unité lors de la cartographie finale.

3.1.1.2 Till en couverture généralement continue (Tc)

Le till en couverture généralement continue correspond au territoire recouvert de plus d'un mètre de till, mais l'épaisseur de cette unité peut facilement atteindre la dizaine de mètres par endroits. Ces zones d'épaisseur accrue sont reliées au creux topographiques ainsi qu'à la dynamique glaciaire et correspondent à un till de fond. Celui-ci est un till le plus souvent mature, présentant moins de clastes décimétriques ou même centimétriques dans sa partie sommitale. Il ne présente qu'une faible compacité malgré des épaisseurs atteignant parfois plusieurs mètres. Cette unité cartographique couvre environ 15% du territoire. La figure 3.3 montre l'allure générale d'une coupe de till située en bord de route. Ces coupes allant de quelques mètres à moins d'un mètre d'épaisseur sont très fréquemment observées dans la région.



Figure 3.3 Till en couverture généralement continue à environ 5 km au nord-est de Bouchette (31J04).

3.1.2 Sédiments fluvioglaciaires (G)

Les sédiments fluvioglaciaires sont tous les sédiments ayant été déposés par de l'eau de fonte courante provenant de l'Inlandsis laurentidien. Ces sédiments se distinguent des sédiments alluviaux récents par leur proximité de la glace, ce qui implique souvent des débits d'eau et une charge sédimentaire plus importants et irréguliers. Quelques sous-divisions existent en termes de genèse pour séparer les sédiments fluvioglaciaires. Voici ceux utilisés lors de la campagne de cartographie des feuillets 31J04 et 31K01.

3.1.2.1 Sédiments juxtaglaciaires (Gx)

Il s'agit de sable, sable graveleux, cailloux et blocs, pouvant même inclure du till, organisé de manière caractéristique à former des constructions comme des eskers, des

crêtes morainiques ou des deltas-kames. Ces constructions se mettent en place sous la glace ou directement en contact avec la glace. Ce faible transport par l'eau explique le manque de granoclassement et la présence d'éléments avec des tailles granulométriques plus imposantes. La matrice montre une couleur généralement brun jaunâtre à brun grisâtre foncé.

Les amas de sédiments juxtaglaciaires peuvent être de toutes grosseurs mais la plupart du temps, les épaisseurs sont supérieures à 5 mètres. On retrouve ces amas dans la plupart des vallées principales et rarement sur les plateaux. Cette unité cartographique couvre plus de 10% du territoire à l'étude. La figure 3.4 montre une crête d'esker haute de près de 20 mètres. L'abondance de cailloux et de blocs est très caractéristique des sédiments juxtaglaciaires, en plus de leur forme arrondie et de leur tri bien développé.



Figure 3.4 Crête d'esker dans une excavation sur la route entre Gracefield et Lac-Cayamant (31K01).

3.1.2.2 Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go)

Il s'agit de sable, de gravier et plus rarement de blocs montrant un granoclassement, organisés en plaine ou ayant un relief plutôt plat dans le fond d'une vallée. La granulométrie diminue vers l'aval. La présence de chenaux et de lits entrecroisés est caractéristique de la plaine d'épandage subaérien.

On retrouve les sédiments d'épandage subaérien au fond des vallées situées à des élévations plus hautes que le niveau glaciomarin, c'est-à-dire au-dessus d'environ 220 mètres dans la région. Sur ce territoire, il serait donc possible de voir ces sédiments en association avec des sédiments deltaïques glaciomarins près de la limite marine. À quelques endroits où les vallées sont plus larges, notamment au nord-est du lac Dumont (voir annexe D), on peut observer des sandurs. Sinon, on observe plutôt des épandages subaériens au fond de quelques vallées mineures. De par leur arrangement en plaine, les épandages subaériens n'auront pas des épaisseurs excédant les 10 mètres. La plupart des occurrences laissent supposer une épaisseur d'environ 3 à 5 mètres.

3.1.2.3 Sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique (Gs)

Les épandages subaquatiques sont des constructions subaquatiques principalement constituées de sable, de silt et de gravier, de couleur brun jaunâtre à brun olive pâle, qui se forment lorsque l'eau de fonte du glacier débouche directement dans un plan d'eau. On appelle communément ces constructions « *outwash fans* » ou épandages en éventail en raison de leur forme. Les granulométries les plus grosses sédimentent plus tôt, donc plus près de la source, tandis que les granulométries plus petites sont progressivement lessivées loin de la marge glaciaire. On observe donc, suite au retrait de la glace, à un granoclassement normal dans une coupe avec le sable fin recouvrant le sable moyen, grossier et le gravier à la base. Les lits sont souvent faiblement inclinés vers l'aval, donc vers le sud dans la région de la Haute-Gatineau.

Les épandages subaquatiques sont souvent associés aux sédiments juxtaglaciaires, qui constituent les sédiments les plus proximaux, et aux sédiments littoraux de la Mer de Champlain, dans laquelle les épandages se sont probablement formés. On retrouve donc souvent des sables littoraux au sommet des coupes qui présentent des sédiments d'épandage subaquatique. Ces sables littoraux sont donc indiqués sur les cartes par la présence possible de crêtes de plage positionnées sur un fond d'épandage subaquatique, cela même si les littoraux ont une puissance de plus de 1 mètre.

Ils se présentent sur des épaisseurs pouvant atteindre les 20 à 30 mètres, quoique cette épaisseur est variable entre les amas et à l'intérieur d'un même amas. Les observations de ce type de dépôt s'effectuent le plus souvent dans des sablières/gravières, c'est-à-dire aux endroits où les épandages subaquatiques sont les plus imposants. La figure 3.5 présente l'une de ces occurrences, situé tout juste en bordure de l'esker de la figure 3.4. L'épandage en question recouvre des sédiments juxtaglaciaires associés à un esker non-visible sur le cliché.



Figure 3.5 Épandage subaquatique situé dans la même excavation que la figure 3.4, entre Gracefield et Lac-Cayamant à une élévation de 190 mètres.

3.1.3 Sédiments glaciomarins (MG)

Ces sédiments concernent les sédiments mis en place dans une mer éphémère lors du retrait de l'inlandsis, i.e. la Mer de Champlain. Cette mer a existé en raison du phénomène de glacio-isostasie. En effet, au début de la déglaciation, le niveau de la mer était momentanément plus élevé par rapport au continent car celui-ci s'est retrouvé progressivement enfoncé sous la masse de glace durant la glaciation. Lors du rebond de la croûte, le continent est alors exondé. Ceci explique que l'on retrouve aujourd'hui des sédiments d'origine marine sur les terres immergées. Ces sédiments sont caractérisés par l'occurrence (rare) de fossiles marins témoignant de faunes d'eau très froide.

Dans la région de l'Outaouais, la Mer de Champlain a occupé, lors du retrait des glaces, la vallée de la rivière des Outaouais ainsi que la vallée de la rivière Gatineau jusqu'aux environs du réservoir Baskatong.

3.1.3.1 Sédiments deltaïques et prodeltaïques (MGd)

Les sédiments deltaïques sont principalement du sable, du gravier et du silt, de couleur brun jaunâtre à brun olive pâle et bien granoclassés, se développant à l'embouchure d'une rivière ou d'un chenal dans une mer proglaciaire. Ils présentent des lits obliques parfois en relation oblique/plane (figure 3.6) selon le modèle des deltas de type Gilbert (voir figure 4.3). Il arrive que ces deltas soient aujourd'hui à sec, n'étant alimenté par aucune source, comme c'est le cas pour l'échantillon Plage-Paul, au nord-est de Bouchette (voir figure 4.4).

Les élévations des deltas glaciomarins rencontrés sont variables, allant de 180 mètres à 200 mètres et même 235 mètres au sud du réservoir Baskatong (Roy *et al*, 2013). Pour la plupart, il s'agit de deltas régressifs surplombant la plaine argileuse. Leur épaisseur varie entre environ 1 à 2 mètres (sédiments prodeltaïques) à plus de 20 mètres. Les exploitations de sable et de gravier ne présentent pas les faciès

prodeltaïques. Ceux-ci sont davantage visibles dans les champs situés autour des deltas mais sont cartographiés sous la même unité sédimentaire, qui couvre environ 3% du territoire.

3.1.3.2 Sédiments fins d'eau profonde (MGa)

Il s'agit d'argile et de silt, pouvant être rythmés ou stratifiés, de couleur gris à gris olive foncé (figure 3.7) et ayant été déposés en eau profonde. Ces sédiments forment d'excellentes terres arables (figure 3.8) et sont pour la plupart du temps cultivées pour les produits maraîchers. On ne retrouve ces sédiments que dans les principaux bassins, soit celui de la rivière Gatineau et ceux des vallées adjacentes à faible élévation (140 à 170 mètres au maximum). Ces sédiments furent seulement observés dans des coupes fraîches le long des bords de routes sur des épaisseurs minimales allant jusqu'à deux mètres.



Figure 3.6 Sédiments deltaïques situés à 4 km au nord-est de Bouchette (31J04).



Figure 3.7 Détail de sédiments d'eau profonde composés d'argile et de silt situés à environ 10 km au sud-est de Gracefield (31J04).



Figure 3.8 Plaine argileuse aux abords de la rivière Gatineau et de la route 105 entre Gracefield et Bouchette (31J04).

À quelques endroits, l'argile est recouverte de sable d'exondation (0,3 mètre à 1 mètre). Bien qu'une notation double MGb/MGa ait pu trouver ici son utilité, il fut décidé d'inclure ce faciès lithologique dans les sédiments d'eau profonde malgré la définition de la cartographie du premier mètre. L'unité MGa couvre près de 6% de la superficie du territoire cartographié.

3.1.3.3 Sédiments littoraux et pré-littoraux (MGb)

Ces sédiments se développent en eau peu profonde sur le rivage de la Mer de Champlain. Il s'agit principalement de remaniement par les vagues menant à l'édification de cordons littoraux et de crêtes de plages. En coupe, on retrouve les sédiments littoraux au sommet sur une épaisseur de quelques décimètres. Les sédiments littoraux sont du sable, du sable silteux et graveleux stratifié et pouvant présenter des rides symétriques. Leur couleur est largement influencée par le corps sédimentaire remanié.

La plupart du temps, sous l'œil du cartographe, l'unité sous-jacente au littoral est préférée, car le littoral ne constitue souvent qu'une couverture mince peu représentative de la puissance locale des sédiments. Ainsi, il est fréquent d'observer des crêtes de plages développées sur un cône d'épandage subaquatique. Pour cette raison, les sédiments littoraux glaciomarins ne couvrent qu'environ 1% du territoire.

Cette unité inclue également les sédiments pré-littoraux que l'on retrouve notamment sous forme de mince couche de sable recouvrant les plaines argileuses (figure 3.9). Ces sédiments ne sont pas cartographiés et ne sont mentionnés ici qu'en raison de leur maigre importance au niveau hydrogéologique.



Figure 3.9 Sable d'exondation d'une épaisseur de 50 cm recouvrant des sédiments d'eau profonde, à Messines (31K01).

3.1.4 Sédiments glaciolacustres (LG)

Les sédiments glaciolacustres sont ici associés à un lac proglaciaire. Un tel lac existe en raison d'un barrage de glace ou de sédiment (souvent morainique) ne permettant pas le drainage de l'eau de fonte. Aucun lac de grande envergure ne fut relevé dans la région, si on fait abstraction des sédiments glaciolacustres que l'on retrouve dans la vallée de la rivière Lièvre. Les lacs présents sur le territoire sont donc éphémères et sont associés à une obstruction temporaire par la glace qui devait être présente au fond des vallées isolées du système de drainage topographique normal. On ne retrouve donc pas de rythmites argileuses d'origine glaciolacustre dans les feuillets de Blue Sea et de Bouchette.

3.1.4.1 Sédiments deltaïques et prodeltaïques (LGd)

Ces deltas glaciolacustres se développent exactement de la même manière que les deltas glaciomarins (MGd), à l'exception qu'ils se forment dans un lac proglaciaire, plutôt qu'une mer proglaciaire. Il s'agit donc de sable moyen à grossier et possiblement de gravier. L'élévation supérieure distinctive des deltas glaciolacustres comparativement aux deltas glaciomarins constitue le critère le plus utile permettant de différencier ces deux types de constructions sédimentaires.

Des sédiments glaciolacustres deltaïques furent observés à un seul endroit, à l'extrême ouest du feuillet 31K01, au nord du lac Dumont. On retrouve à cet endroit une grande plage de sable mesurant près d'un kilomètre en largeur. Le sable à cet endroit forme une pente abrupte haute d'environ 8 m, débouchant au sommet sur un plateau sableux. Celui-ci est à une élévation de 275 mètres. Un complexe fluvioglaciaire (*Go* et *Gx*) est situé tout juste en amont de ce delta. Ce delta est la seule occurrence de delta glaciolacustre observée dans les feuillets de Lac Blue Sea et de Bouchette (31K01 et 31J04), et couvre moins d'un pourcent de ce territoire.

3.1.5 Sédiments alluviaux (A)

Cette unité concerne les sédiments déposés par des rivières non influencées par l'eau de fonte glaciaire. Dans le cas de l'Outaouais, il s'agit donc de sédiments mis en place par les cours d'eau des rivières actuelles. Aux abords de la rivière Gatineau, ces alluvions atteignent des épaisseurs de près de 10 mètres. Les alluvions constituent de 1 à 2 % du territoire cartographié.

3.1.5.1 Alluvions actuelles (Ap)

Les alluvions actuelles se présentent sous la forme d'îles et de barres alluviales non végétalisées. Ces structures apparaissent d'un blanc intense sur les photos aériennes et c'est de cette façon que ces sédiments sont répertoriés et délimités. Les photos datent parfois de quelques décennies mais l'âge des photos n'affecte pas

l'identification de ces alluvions, que l'on retrouve principalement toujours aux mêmes endroits aujourd'hui.

Ces sédiments sont de granulométries variables, allant du sable fin au gravier, reflétant les changements de débits annuels qui surviennent dans le régime fluvial.

3.1.5.2 Alluvions de terrasses anciennes (Ax)

Ces sédiments sont constitués des mêmes granulométries que les alluvions récentes, soit du sable fin au gravier. La délimitation des ces unités est basée sur leur position par rapport aux terrasses alluviales. Les alluvions anciennes sont à l'extérieur du lit actuel printanier du cours d'eau, donc en haut des terrasses alluviales les plus récentes.

Il fut décidé de n'utiliser que l'unité Ax pour référer aux sédiments alluviaux végétalisés, en opposition aux alluvions actuelles.

3.1.6 Sédiments organiques et roc

3.1.6.1 Sédiments organiques non-différenciés (O)

Ces sédiments englobent tous les sédiments caractéristiques des tourbières, marais et marécages. Le relief du Bouclier canadien est propice à la création de marais dans les nombreuses dépressions rocheuses n'offrant aucun exutoire de surface. On retrouve également des sédiments organiques au fond des vallées dans lesquelles ne coulent que de minuscules rus. Bien que des subdivisions soient prévues dans la légende de la CGC, il fut décidé de regrouper tous les sédiments organiques sous la même étiquette, en gardant en tête la mission hydrogéologique de ces cartes.

3.1.6.2 Roche non-différenciée (R)

Tout affleurement rocheux recouvert de moins de 30 cm de sédiments est représenté sous l'étiquette de roche non-différenciée. La stéréoscopie à l'aide de photos aériennes fut largement utilisée pour identifier les zones rocheuses isolées des routes.

3.2 Unités non-cartographiées ou non-utilisées

Certains sédiments présents sur le territoire cartographié ne répondaient pas aux critères de la classification énumérée précédemment. Ceux-ci n'étaient tout simplement pas en assez grande quantité, ou encore démontraient un caractère trop local pour justifier leur addition au produit cartographique régional. Ces derniers ont donc été ignorés. Cependant, certains types de sédiments méritent d'être décrits en raison de leur genèse qui est intimement liée à l'histoire glaciaire de la région.

3.2.1 Till remanié

Au début de la campagne de terrain, il fut décidé de laisser de côté l'unité de till remanié pour des raisons pratiques car il est quasi impossible de délimiter un contact entre le till remanié et le till de fond en utilisant la photo-interprétation.

En pratique, le plan d'eau qui a occupé la vallée de la Gatineau a immergé le territoire situé sous les 235 mètres à un moment où à un autre. La majorité des deltas indique une stagnation de l'abaissement du niveau marin entre 200 et 180 mètres. Il est donc fortement probable que le till que l'on retrouve à ces élévations ait été délavé et/ou remanié. Bien que des crêtes de plage ou des structures d'érosion littorale furent repérées sur le terrain d'étude, celles-ci n'étaient pas développées sur un substrat de sédiments glaciaires.

3.2.2 Sable d'exondation

Toutes les plaines argileuses situées aux élévations les plus hautes, c'est-à-dire autour de 170 mètres, étaient recouvertes d'une mince couche (0,3 à 1 mètre d'épaisseur) de sable interprété comme un sable d'exondation mis en place lors du retrait des eaux de la Mer de Champlain. Ces plaines argileuses sont situées majoritairement dans le nord des feuillets 31J04 et 31K01.

L'unité MGb/MGa aurait pu être utilisée mais la différence qu'effectue un mètre de sable recouvrant une plaine argileuse au niveau hydrogéologique est négligeable.

3.2.3 Sédiments éoliens

Les sédiments éoliens sont principalement du sable à granulométrie fine, résultant du remaniement d'une surface sableuse fraîchement exondée, comme un delta ou un sandur. De beaux champs de dunes ont été observés en Outaouais, notamment au sud-ouest de Kazabazua (31F16). Cependant, aucun sédiment éolien d'envergure considérable n'a pu être cartographié sur les deux feuillets compris dans ce mémoire.

3.3 Coupes types

La région étudiée ne présente aucun sédiment quaternaire ancien, ce qui signifie que les dépôts dans la région sont tous tardi-pléistocènes ou holocènes (Dreimanis, 1977; Gadd, 1977; Gadd *et al.*, 1981). La plupart des coupes rencontrées lors des levés de terrain présentent donc une suite de sédiments systématique constituée à la base de till recouvert, tout dépendant de la position, par des sédiments fluvioglaciaires et/ou des sédiments glaciomarins.

Les coupes les plus développées sont situées dans des exploitations de sable et de gravier où le till est très rarement observable. L'exploitation s'organise le plus souvent autour des complexes d'esker. Le plus bel exemple au sud du lac Blue Sea (31J01) permet d'observer un cœur d'esker recouvert par un sable d'épandage subaquatique. En périphérie et sur les flancs de la butte sableuse principale, il est possible d'observer des rythmites silto-argileuses non-déformées (figure 3.10) recouvertes à leur tour par un sable d'exondation.

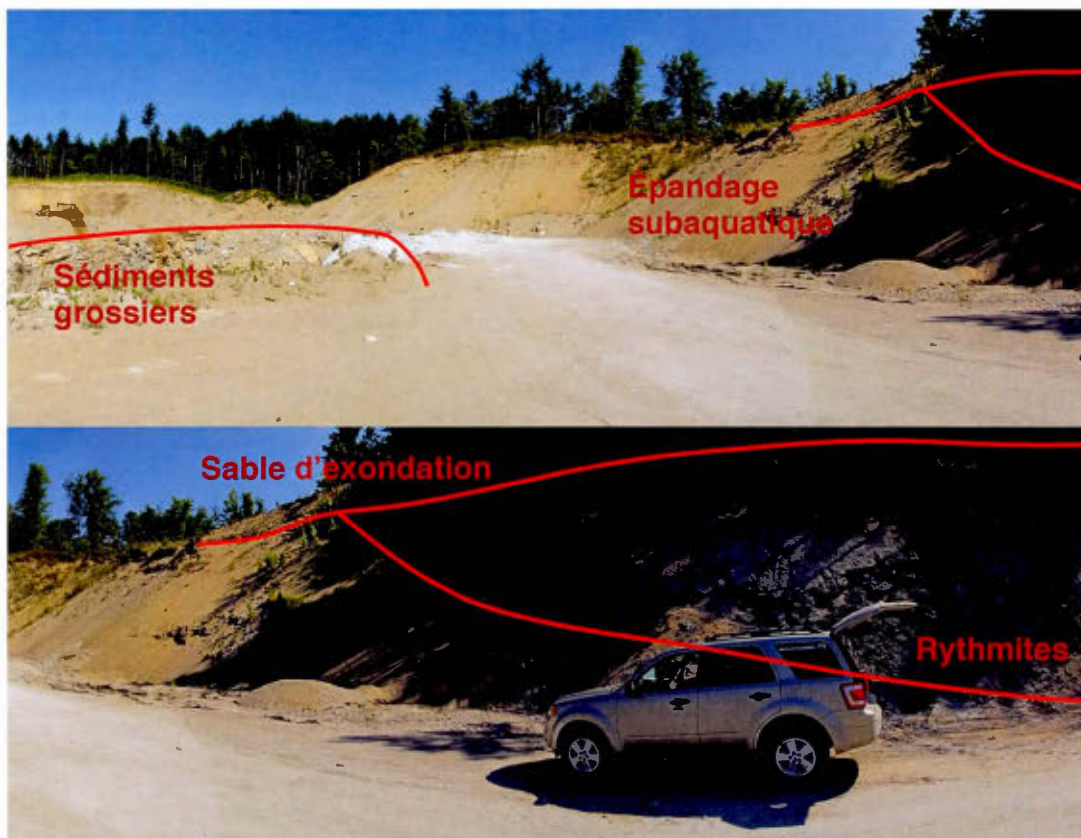


Figure 3.10 Panorama composite d'une excavation au sud de Messines (31K01). Le matériel est exploité principalement dans le cœur grossier, à l'extrême gauche du cliché. Les sables fluvioglaciaires d'épandage situés plus haut sont surmontés par des rythmites silto-argileuses et un sable d'exondation (peu visible).

3.4 Éléments géomorphologiques

3.4.1 Eskers

Situées principalement au fond des vallées mais également au sommet de certains plateaux, la région regorge de grandes vallées fluvioglaciaires dans lesquelles il est possible de voir des eskers de grande envergure. La majorité de ces chenaux sous-glaciaires sont orientés dans le sens des vallées, soit généralement NNE-SSO, et ont une largeur variant entre cinq mètres et une centaine de mètres. Les eskers furent tracés en photo aérienne et également visités sur le terrain. Les plus impressionnants de par leur longueur et leur volume sont situés au sud du lac Cayamant et dans la

vallée au nord-ouest de Gracefield, jusqu'au nord de Blue Sea. Les complexes d'eskers ont pour la plupart déjà été exploités en tant que source de granulats.

3.4.2 Crêtes de plages

Les crêtes de plages se développent le plus souvent sur des amoncellements de sédiments d'origine fluvioglaciaire. Elles sont témoins d'un niveau stable de la Mer de Champlain à un endroit spécifique, le plus souvent sur la rive est, en raison des vents dominants provenant du nord-ouest. On retrouve des crêtes de plages bien développées au sud de Bouchette près de la rivière Gatineau et un peu partout autour du village de Messines (figure 3.11). Ces dernières sont particulièrement nombreuses et bien développées. Il est possible de les suivre sur plusieurs centaines de mètres et ainsi reconstituer avec confiance un paléorivage. Leur élévation varie entre 180 et 200 mètres.

3.4.3 Barres alluviales, terrasses et chenaux fluviaux

Les barres alluviales se développent lors de la gradation de méandres dans une rivière. Les seules barres alluviales cartographiables sont situées autour des rivières Gatineau (figure 3.12) et Picanoc. Quelques chenaux fluviaux sont également visibles en photo aérienne le long de la Gatineau. La plupart de ces terrains sont aujourd'hui des terres agricoles. Des terrasses fluviales découpent en étages les rives de la plupart de rivières et ruisseaux (Rivière de l'aigle, Picanoc, Gatineau). La Gatineau est la seule rivière à présenter de multiples étagements.



Figure 3.11 Crêtes de plages développées sur un substrat sableux autour de Messines (31K01).

3.4.4 Ravinement

Les ruisseaux mineurs qui sillonnent les terrains argileux s'incisent au fil du temps, donnant naissance à d'abrupts escarpements sur chaque rive. Les sédiments d'eaux profondes (*MGa*) de la vallée de la Gatineau et de la Picanoc sont entaillés par plusieurs ravinelements associés à ces petits ruisseaux.

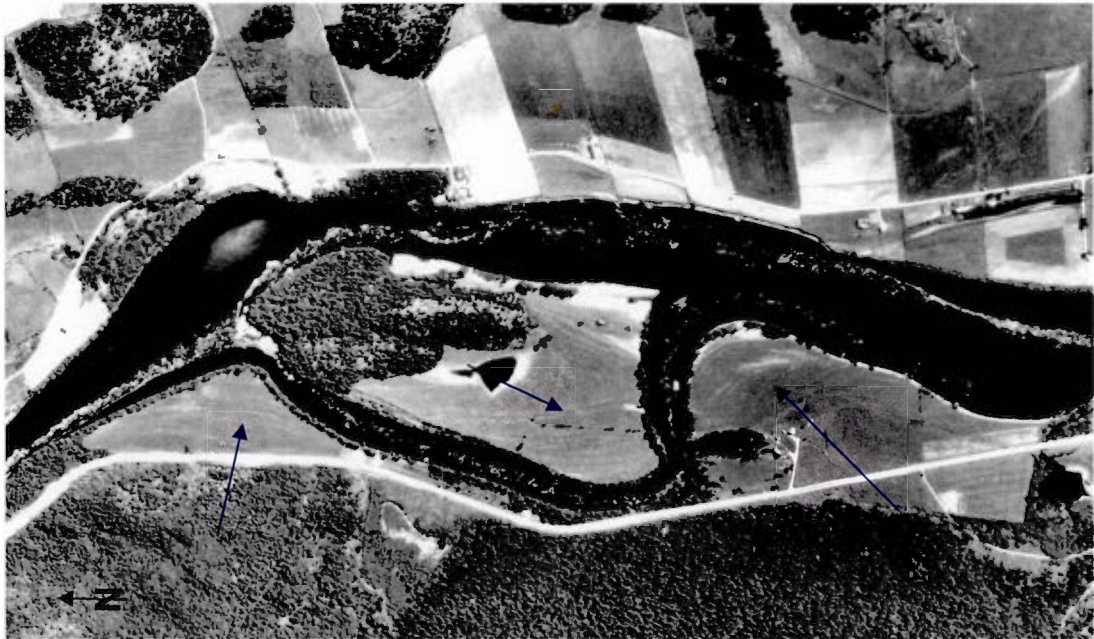


Figure 3.12 Barres alluviales développées par la rivière Gatineau à 3 km au sud de Bouchette (31J04).

3.4.5 Deltas

Qu'ils soient d'origine glaciolacustre (*LGd*) ou glaciomarine (*MGd*), la symbologie de deltas indique un amoncellement de sédiments sableux situé à l'embouchure d'un ancien cours d'eau ou d'un cours d'eau actuel dans un ancien plan d'eau. Ils forment des corps sédimentaires de taille variable, selon le débit du cours d'eau à l'origine de l'accumulation et de la durée de leur existence. Quelques-uns de ces deltas mesurent une centaine de mètres de largeur pour une puissance d'une dizaine de mètres alors que les plus grands peuvent mesurer jusqu'à une puissance estimée de 40-50 mètres sur quelques kilomètres carrés.

3.4.6 Kettles

Ces dépressions sont le plus souvent occupées par un lac et situées dans des sédiments fluvioglaciaires de type juxtaglaciaire, à proximité d'eskers. Deux symboles leur sont associés en raison de l'espace disponible pour les dessiner. Ils sont également présents dans les sédiments fluvioglaciaires d'épandage subaérien. Les

plus grandes concentrations sont au nord du lac Cayamant, dans les deux vallées affluentes.

3.4.7 Structures rocheuses (drumlin, escarpement, affleurement)

Toutes les structures rocheuses à l'exception de quelques affleurements de bord de route et quelques escarpements rocheux particulièrement bien visibles ont été identifiés en photo aérienne. Les affleurements mesurent en moyenne quelques mètres carrés, à l'exception de ceux situés à proximité des routes, qui ont subi un décapage anthropique. Les escarpements rocheux sont pour la plupart imposants et mesurent quelques centaines de mètres de longueur. On retrouve ces deux entités dans les zones de till mince et de roc, entre les vallées principales ou secondaires. Les drumlins rocheux ne sont souvent que des reliefs positifs orientés NNW-SSE découlant de l'érosion différentielle des lithologies en place, lesquelles ont été remodelées partiellement par le passage de l'Inlandsis laurentidien et ses prédécesseurs.

3.4.8 Marques d'érosion glaciaire

Les stries, cannelures et autres marques d'érosion glaciaire furent relevées systématiquement sur l'ensemble du territoire. Une trentaine de mesures sur les feuillets 31K01 et 31J04 ouest indiquent une direction d'écoulement SSE à SSW (160° à 190° environ). Le sens d'écoulement est connu grâce à plusieurs affleurements asymétriques tel que des roches moutonnées présentant des faces tronquées. Ces résultats s'inscrivent parfaitement dans le contexte régional d'écoulement des glaces grossièrement vers le sud pendant le maximum glaciaire (Daigneault *et al*, 2013; Dubois-Verret, 2015).

Les deux surfaces observées montrant des recoupements de stries avec relation chronologique indiquaient des directions comprises entre ces azimuts. La plus vieille génération (190° - 180°) était orientée légèrement plus vers le SW que la plus jeune

génération (170°). L'une de ces surfaces est présentée à la figure 3.13. Les polis glaciaires étant rares sur les lithologies métamorphiques à forte foliation, certaines zones de la carte produite sont moins fournies que d'autres en ce qui a trait aux marques d'érosion glaciaire, notamment dans l'extrême ouest du feuillet 31K01. Les affleurements rocheux sont naturellement plus présents dans les zones de *Tm* et de *R*.

Ces résultats ne reflètent que les données recueillies sur les feuillets de Bouchette et de Lac Blue Sea. Une discussion plus détaillée des regroupements de directions d'écoulement pour l'ensemble de l'Outaouais est disponible à la section 5.2.

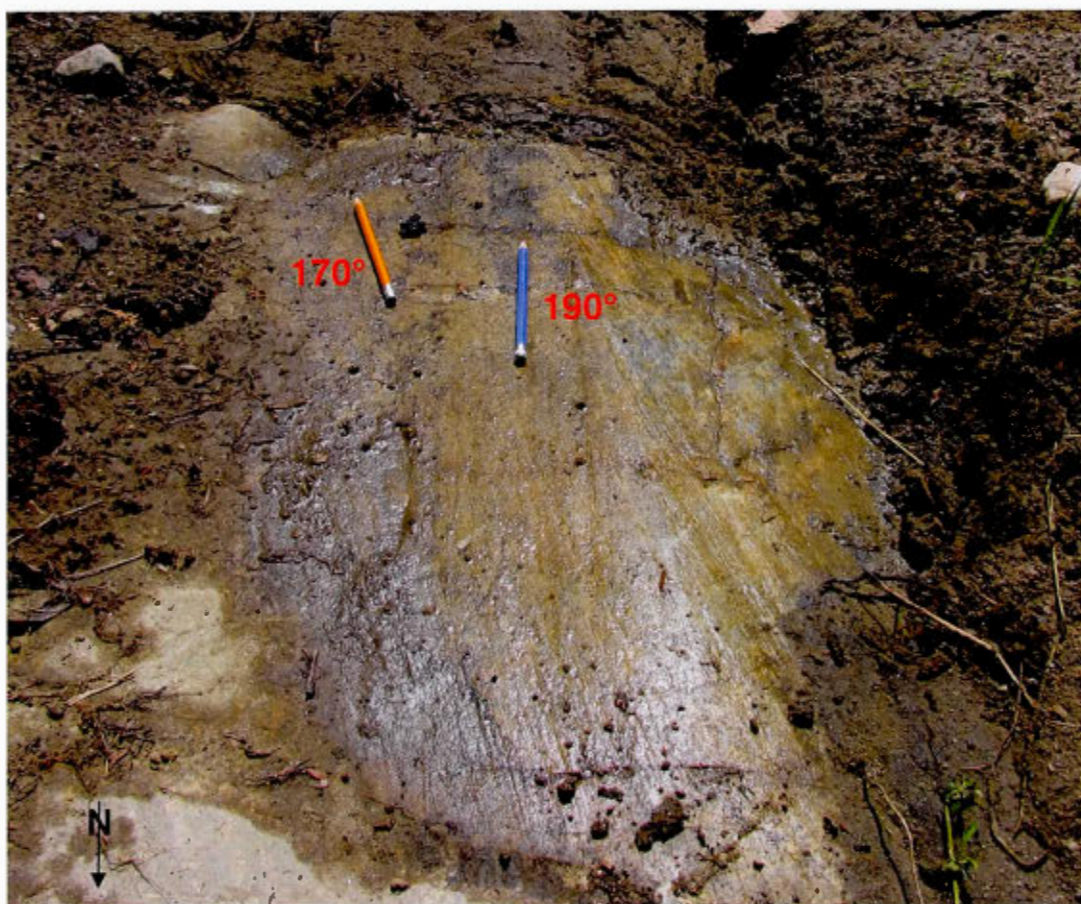


Figure 3.13 Surface polie montrant deux directions de marques d'érosion glaciaire avec recoupement. L'affleurement est situé à 8 km à l'est de Bouchette, près du lac des Trente et un Milles.

CHAPITRE IV

APPLICATION DE LA LUMINESCENCE OPTIQUE À LA DATATION ET À L'IDENTIFICATION DE FACIÈS

Tel que décrit dans les chapitres précédents, les travaux de cartographie ont démontré que certains corps sédimentaires, notamment les épandages fluvioglaciaires subaquatiques et les deltas glaciomarins, constituent des types de dépôts fréquemment rencontrés dans la région située entre Gracefield et Maniwaki. Ces sédiments sont souvent difficilement identifiables sur le terrain (Rust, 1977; Gadd, 1978), ce qui est problématique, car leur différenciation au niveau cartographique est importante au niveau des reconstitutions paléogéographiques.

Le fait de pouvoir différencier les deltas et les épandages fluvioglaciaires est également utile au niveau hydrogéologique. Puisque les élévations des deltas rencontrés dans la région sont trop basses pour être associées à des deltas de l'extension maximale de la Mer de Champlain, leur position indique que tous les deltas rencontrés sont fort probablement régressifs. Dans le contexte actuel de bassin paramarin dans lequel il y a sédimentation d'argile, il est probable que ces deltas régressifs se soient développés sur un substrat argileux.

Les épandages fluvioglaciaires se sont accumulés beaucoup plus tôt dans la déglaciation. Tout juste après le retrait des glaces, les épandages fluvioglaciaires, les deltas-kames et les eskers se mettent en place directement sur le till de fond. La matrice du till dans la région est plutôt sablo-silteuse en raison de la nature des lithologies du socle rocheux érodées en amont. Ceci implique une porosité effective

relativement grande de ces dépôts glaciaires par rapport aux zones argileuses. L'identification de faciès peut donc être un outil potentiel pour développer une stratigraphie régionale et évaluer la recharge à petite échelle.

Dans le contexte du projet actuel, l'identification de faciès à l'aide de la luminescence optique pourrait s'avérer une approche utile à la différenciation de deltas et d'épandages proglaciaires subaquatiques. En effectuant des mesures spécifiques, il est possible de déterminer l'ampleur de la remise à zéro d'un sédiment, facteur critique permettant de séparer ces deux constructions sous-marines.

Afin de déterminer si un échantillon est remis à zéro ou non, il est primordial de connaître son âge approximatif. La stratigraphie dans la région indique que les dépôts quaternaires sont tous d'âge holocène (Dreimanis, 1977; Gadd, 1977; Gadd *et al*, 1981; Occhietti, 1990). Afin de mettre à l'épreuve cette interprétation, il fut décidé de produire une date sur un des échantillons donnant un signal stable.

Une analyse complète par luminescence optique a permis l'obtention d'un âge absolu sur l'échantillon *Plage-Paul*. Cet âge pourra donc être mis en parallèle avec les autres contraintes chronologiques obtenues dans la vallée de la rivière Gatineau. De plus, la datation d'un dépôt sédimentaire servira d'étalon aux différents tests de remise à zéro réalisés sur des sédiments des régions de Bouchette et Maniwaki (voir section 4.3.3).

4.1 Principes de luminescence optique

La luminescence optique (Huntley *et al*, 1985; Mejdahl, 1986) est un outil de datation absolue utilisé pour mesurer l'âge d'un sédiment détritique. La méthode se base sur le principe que lorsqu'un sédiment est enfoui, les grains de feldspath K et de quartz sont alors exposés à de l'énergie radioactive provenant de la désintégration des isotopes naturels (^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K , etc.) présents dans le dépôt. Cette énergie est ensuite emmagasinée sous forme d'électrons capturés dans les défauts cristallins du minéral. Suite à l'échantillonnage et une fois en laboratoire, une source externe de chaleur ou

de lumière peut libérer ces électrons. Une fois stimulés, ceux-ci génèrent une brève émission de lumière qu'on appelle luminescence. Le niveau de luminescence observé est proportionnel au nombre d'électrons emmagasiné dans les défauts cristallins du minéral, lequel témoigne en quelque sorte de la durée de l'enfouissement, donc de l'âge de déposition. Spécifiquement, un âge absolu peut être obtenu en divisant cette quantité de radiation (unité *SI* : *Gray*), que l'on nomme dose équivalente, par la dose annuelle de radiation reçue dans le milieu naturel (équation 4.1). La dose annuelle est calculée à partir de la concentration des éléments radioactifs principaux (U, Th, K) retrouvée à proximité de l'échantillon (Lian, 2007; Rhodes, 2011).

$$\text{Âge (ka)} = \frac{\text{Dose équivalente (Gy)}}{\text{Dose Annuelle } (\frac{\text{Gy}}{\text{ka}})} \quad (4.1)$$

4.1.1 Remise à zéro

La datation par luminescence détermine l'âge de sédimentation d'un sédiment et non l'âge absolu de la particule sédimentaire. Pour qu'un grain soit datable, il doit avoir été « remis à zéro » avant sa déposition, c'est-à-dire complètement vidé de ses électrons emmagasinés préalablement dans les défauts cristallins (figure 4.1). Le processus de remise à zéro peut s'effectuer si le grain est chauffé ou dans notre cas, exposé à la lumière lors de son transport (Mejdahl, 1986; Berger, 1988; Rhodes, 2011). Ceci est primordial car un grain non remis à zéro donne un signal plus ancien que l'âge réel de déposition en raison de la dose héritée d'épisodes d'enfouissement antérieurs (Lamothe, 1996).

Plusieurs facteurs influencent la remise à zéro d'un sédiment, mais les plus importants sont les processus d'érosion-transport-sédimentation. Certains processus exposent le sédiment à la lumière. Les dépôts éoliens sont par exemple les dépôts ayant subi la meilleure remise à zéro. À l'autre extrême, les dépôts glaciaires, comme le till de fond, sont très mal sinon absolument pas remis à zéro (Fuchs & Owen, 2008; Rhodes, 2011).

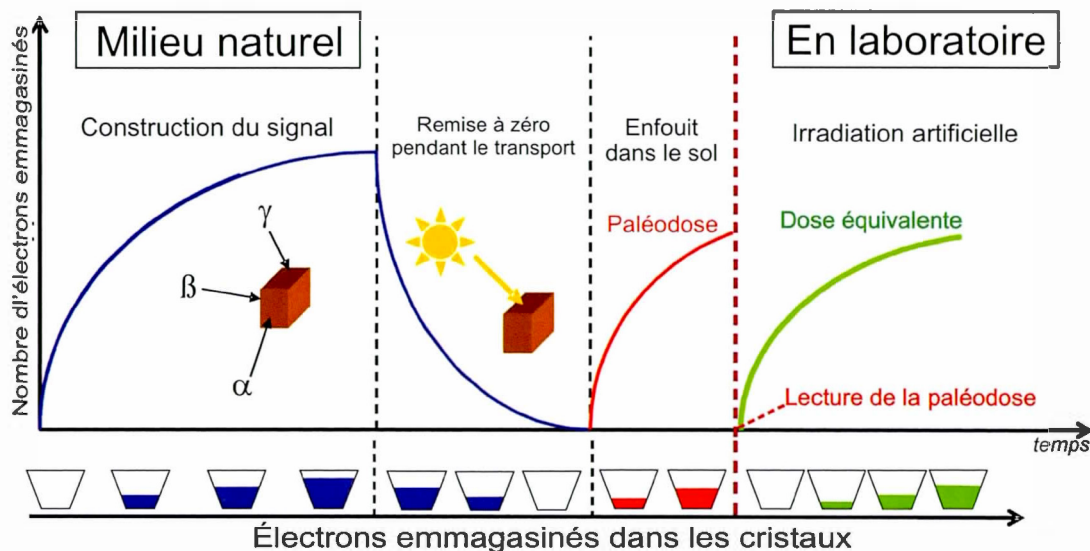


Figure 4.1 Nombre d'électrons emmagasinés dans un grain selon les différentes phases d'érosion, de transport et de sédimentation. Tiré d'Allard *et al*, 2007, d'après Jain *et al*, 2004.

4.1.2 Quartz vs. Feldspaths

Les travaux en luminescence présentés dans cet ouvrage portent sur des grains de feldspaths potassiques. Les grains de feldspaths ont un niveau de saturation plus élevé que les grains de quartz, permettant la datation de matériel plus ancien (Berger *et al*, 1992; Stokes, 1999). De façon générale dans le cas de l'Outaouais, les feldspaths K sont en plus grande quantité que le quartz dans le sédiment. De plus, une proportion supérieure de grains de feldspaths est active, c'est-à-dire que la majorité des grains emmagasinent des électrons en assez grande quantité pour que la luminescence émise soit utilisable, contrairement au quartz où seulement 5 à 15% des grains sont actifs (McFee & Tite, 1998; Duller *et al*, 2000; Duller, 2008; Murray & Wintle, 2002). Il est donc réaliste d'estimer qu'avec une dizaine de grains sur une aliquote, plusieurs de ces grains seront utiles à l'analyse. Les feldspaths sont donc utilisés pour l'identification de faciès car ils ne nécessitent pas l'analyse de plusieurs aliquotes ne donnant aucune réponse.

4.1.3 Instabilité du signal de luminescence des feldspaths : *Anomalous fading*

Un problème intrinsèque à la méthode de datation par luminescence optique en utilisant des feldspaths est le « fading ». Une partie des électrons piégés dans les cristaux de feldspath sont évictés sans stimulation, causant alors une sous-estimation du signal obtenu lors des analyses. Le rythme de l'atténuation est propre à chaque grain. Bien que la cause première de ce « fading » ne soit pas vraiment identifiée, des méthodes ont été proposées afin de résoudre cette problématique. Il est donc possible en faisant une analyse de grain individuel de quantifier et de corriger ce fading (Huntley & Lamothe, 2001) (voir section 4.3.3).

4.1.4 Dose annuelle

La dose annuelle correspond à la quantité de radioactivité dans l'environnement naturel pour un échantillon spécifique pour une période donnée. Elle est obtenue en laboratoire par spectrométrie gamma (Gilmore, 2008) ou par INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis* ou Activation Neutronique) en évaluant la concentration et l'activité des isotopes naturels des séries de l'uranium (^{235}U et ^{238}U), du thorium (^{232}Th) et du potassium (^{40}K).

4.2 Sédiments à l'étude

Les échantillons furent prélevés à sept sites différents dans des constructions sableuses interprétées comme deltaïques (4) ou d'épandage subaquatique (3). Le mode de sédimentation de ces deux constructions est similaire, de même que leur géomorphologie générale, mais leur genèse est significativement différente. Ces sédiments se retrouvent en quantité appréciable dans la région d'étude et leur interprétation nécessite le développement de nouvelles méthodes afin de déduire correctement les implications paléogéographiques associées à ces corps sédimentaires.

4.2.1 Sables fluvioglaciaires

Ces sédiments sont mis en place dans un plan d'eau en contact avec le glacier (figure 4.2). L'eau de fonte est issue du glacier directement dans un lac ou une mer et les sédiments se déposent principalement à la marge glaciaire. Les grains de taille granulométrique importante (blocs, cailloux, gravier) sédimentent plus près de la marge glaciaire que les sédiments fins (argile et silt) qui sont emportés par le courant vers des eaux moins turbulentes. Le spectre granulométrique sableux s'étend des grains à taille grossière jusqu'aux sédiments fins avec le sable fin en position plus distale que le sable grossier.

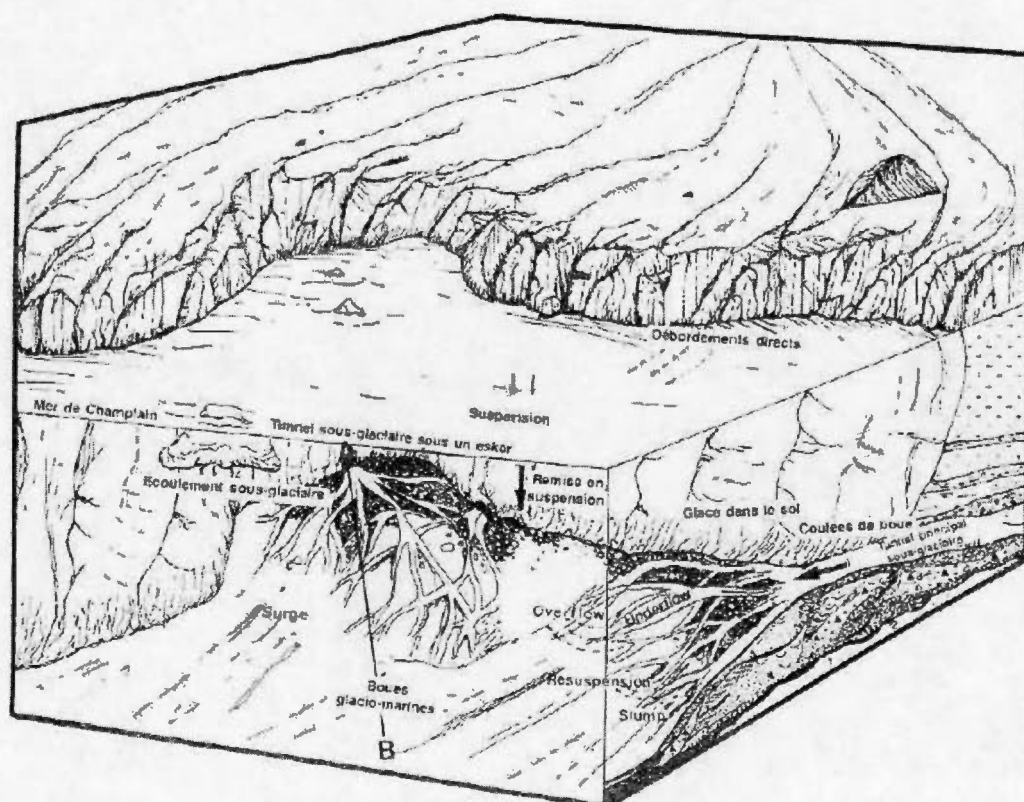


Figure 4.2 Représentation schématique d'une marge glaciaire en contact avec un plan d'eau. Tiré de Sharpe, 1987.

Le mode de sédimentation est sensiblement le même que celui d'un delta, hormis le fait que l'apport des eaux et des sédiments est subaquatique. De fait, on ne retrouve pas le faciès alluvial (lits sommitaux) et de chenalisation que l'on rencontre dans un delta. Ces épandages sous-aquatiques ne marquent donc pas nécessairement de niveau marin ou lacustre.

4.2.2 Sables deltaïques

Un delta est un corps sédimentaire sableux se développant à l'embouchure d'une rivière lorsque les eaux courantes rencontrent un plan d'eau. Le delta se construit en s'éloignant progressivement de la berge et a une forme triangulaire, d'où son nom. Les sédiments sont déposés au sommet du delta (lits sommitaux) de la même manière que dans une rivière de type anastomosée avant d'être déversés au bout du delta (lits frontaux et lits basaux). La figure 4.3 présente schématiquement l'allure d'un delta de type Gilbert.

Théoriquement les sédiments déposés dans un delta sont issus du transport fluvial. Les grains ayant été exposés aux rayons du soleil sont remis à zéro au moins partiellement. Le signal obtenu en luminescence de grains provenant de deltas devrait, en principe, différer de grains prélevés dans un épandage subaquatique (Lamothe, 1996; Gemmell, 1999; Rhodes, 2011).

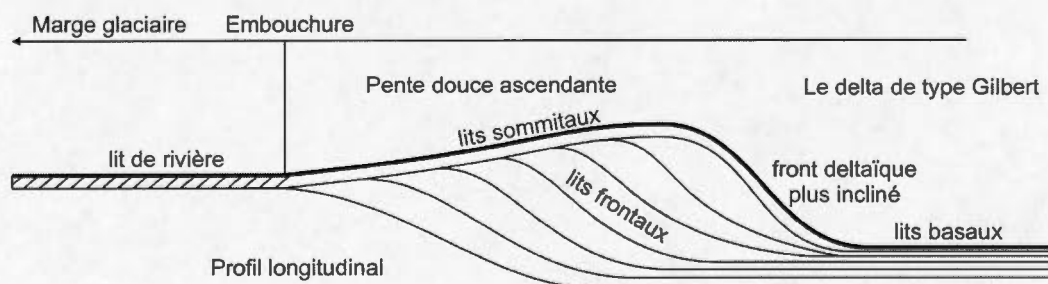


Figure 4.3 Représentation schématique d'un delta de type Gilbert.

4.2.3 Localisation des échantillons

Les sept sites échantillonnés sont tous localisés sur la figure 4.4.

Site 1 – Aigle (MGd) : Cette accumulation sableuse imposante d’au moins 30 mètres de hauteur est située dans un méandre de la rivière à l’Aigle et a initialement été considérée comme un delta de la Mer de Champlain (195 m). Ce delta a probablement été construit sur les bases d’un delta glaciolacustre dans un lac éphémère de petite envergure, car la rivière à l’Aigle coule vers le NE. Le tube d’échantillonnage fut prélevé 2 mètres sous le sommet de la coupe.

Site 2 – Bouchette (Gs) : Cet échantillon fut prélevé sur le bord d’une route dans une coupe présentant du sable fin avec rides de courant vers le sud. Ce sable fin est probablement associé au complexe fluvioglaciaire situé tout juste au nord où l’on retrouve de nombreux eskers mineurs et des sédiments grossiers. Puisqu’à cet endroit, aucune coupe n’est visible, il serait difficile d’interpréter la genèse du dépôt, bien que le contexte local indique qu’il s’agit probablement de sables fluvioglaciaires. Par contre, en photo aérienne, une rupture de pente en aval d’un plateau (195 m) laisse supposer pour cet endroit précis, une origine deltaïque.

Site 3 – Burgerville (Gs) : Situé dans une vallée mineure parallèle à la rivière Gatineau, ce petit complexe sableux a d’abord été interprété comme un épandage fluvioglaciaire subaquatique en raison de sa faible épaisseur (3 mètres) sur une relativement grande étendue. Constituée d’alternances de sable fin et de sable moyen, cette construction sédimentaire est probablement celle ressemblant le moins à delta qui ait été échantillonnée. Son élévation de 180 m, presque la même que plusieurs autres complexes considérés comme deltaïques, est le principal facteur expliquant l’échantillonnage à cet endroit. Le tube fut prélevé 1 mètre sous le sommet de la coupe.

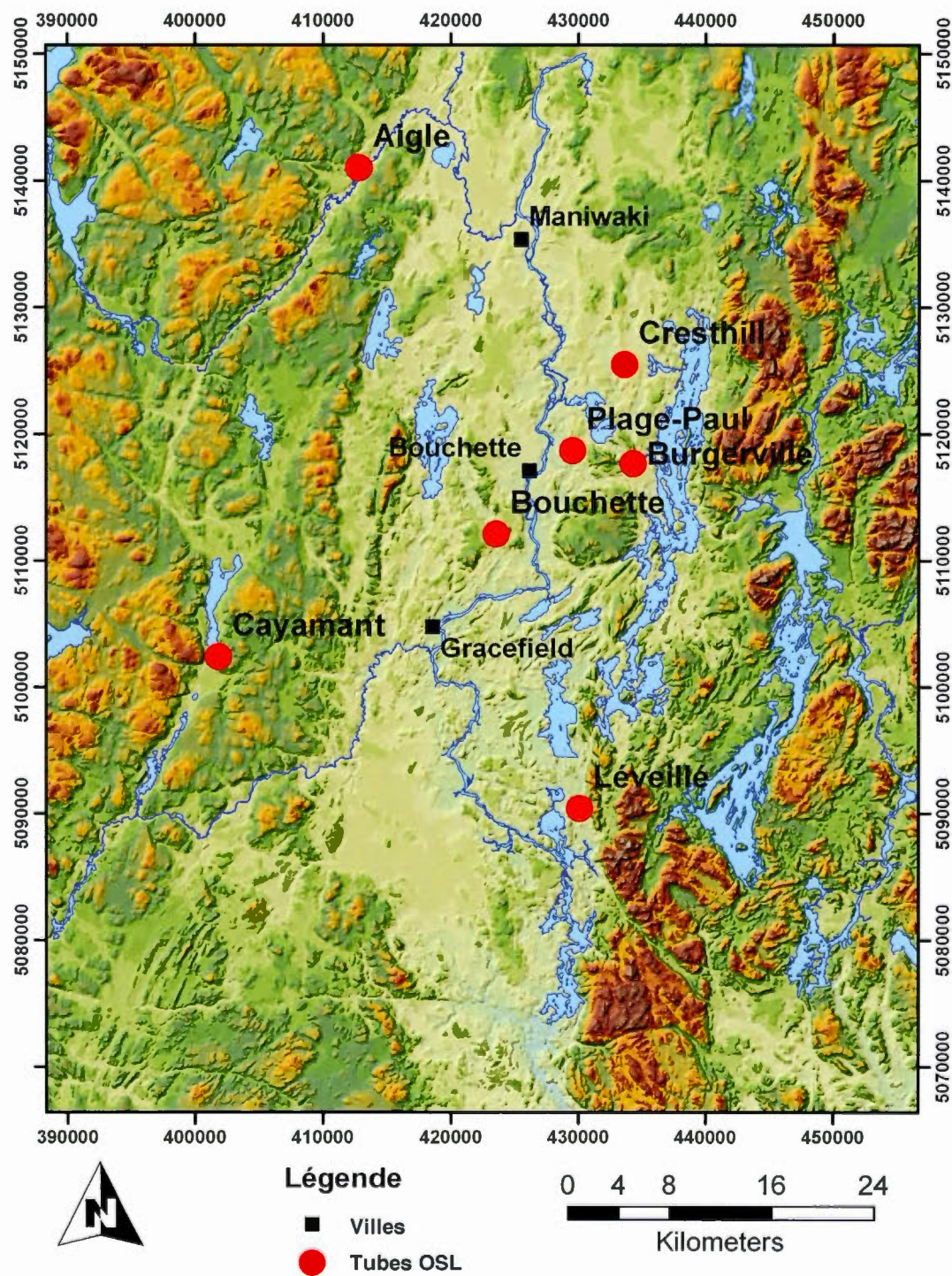


Figure 4.4

Localisation des échantillons destinés à l'analyse OSL.



Figure 4.5 Photographies de sites d'échantillonnage en vue générale et rapprochée respectivement, pour les échantillons *Aigle* (B, A), *Bouchette* (C, D) et *Burgerville* (F, E).

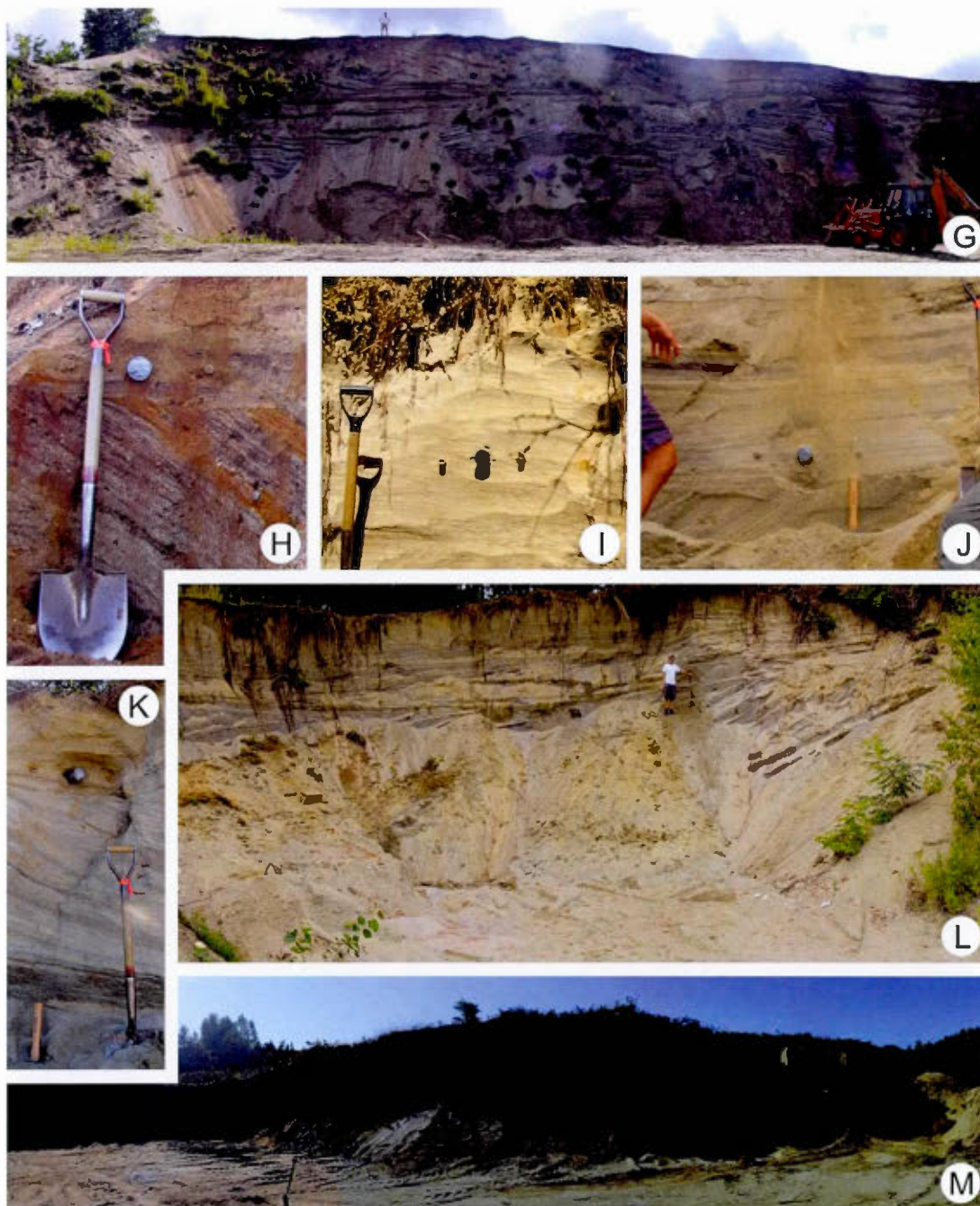


Figure 4.6 Photographies de sites d'échantillonnage en vue générale et rapprochée respectivement, pour les échantillons *Léveillé* (G, H), *Cayamant* (I), *Plage-Paul* (L, J) et *Cresthill* (M, K).

Site 4 – Cayamant (MGd) : Cette accumulation sableuse est située à l'embouchure d'un ruisseau qui se jette dans le lac Cayamant du côté est. L'échantillon fut prélevé à environ 205 mètres d'élévation. Si cet échantillon est un delta glaciomarin, il dût être actif que pendant peu de temps en raison de sa source d'eau potentiellement limitée à l'eau de fonte en amont, ainsi que son élévation supérieure aux autres deltas identifiés jusqu'à maintenant. Les directions de rides de courant (SE) mesurées à plusieurs niveaux dans la coupe sont conséquentes avec l'interprétation d'un delta de la Mer de Champlain. Sa situation difficile d'accès ne permettait pas non plus la prise de photo en vue générale.

Site 5 – Cresthill (MGd) : Située à même la vallée de la rivière Gatineau, cette construction a été interprétée comme étant un delta (195 mètres) et elle est aujourd'hui presque entièrement exploitée. Une coupe d'environ 5 mètres subsiste au fond du terrain dans laquelle l'échantillon fut prélevé.

Site 6 – Léveillé (Gs) : Cet échantillon fut prélevé à 185 mètres dans une coupe d'environ 15 mètres de hauteur située dans un complexe sableux (plusieurs excavations de sable) de grande étendue, laissant supposer une certaine influence fluvioglaciale. La coupe en elle-même laisse fortement supposer une nature deltaïque, appuyée par l'observation de contacts de lits frontaux et de lits sommitaux au sommet de la coupe. L'échantillon fut prélevé à environ 1,5 mètres du sommet de la coupe, juste au-dessus d'un de ces contacts.

Site 7 - Plage-Paul (MGd) : Située au fond d'un champ à une élévation de 190 mètres, cette construction sédimentaire a l'allure d'un delta. Cependant, ce dépôt semble être perché sur un complexe fluvioglaciale subaquatique de beaucoup plus grande envergure. Ce fait n'invalide pas l'hypothèse deltaïque mais questionne son mode de mise en place. Son interprétation reste plutôt incertaine pour cette raison.

4.3 Méthodologie

4.3.1 Échantillonnage

Les échantillons furent prélevés dans des coupes fraîches sous la limite de l'action pédochimique, soit à 1 mètre ou plus sous le sommet des coupes. Lorsque des lits frontaux étaient observables, l'échantillon était prélevé tout juste au-dessus, dans les lits sommitaux. Des tubes de PVC d'environ 30 cm de longueur et 5 cm de diamètre sont insérés horizontalement dans la coupe et refermés à l'aide de bouchons prévus à cet effet.

Deux tubes de 15 cm de longueur et 2 cm de diamètre furent prélevés de part et d'autre du tube principal à une distance d'environ 20 cm. Ces tubes sont utilisés dans la détermination de la teneur en eau moyenne et à saturation, donc de la porosité de l'échantillon. La météo (température et précipitation) du jour et de la semaine précédente est notée afin d'évaluer le niveau de saturation des sols lors de l'échantillonnage et ainsi tenter d'extrapoler la teneur en eau moyenne de l'échantillon depuis sa sédimentation.

En plus des deux tubes, il est nécessaire d'échantillonner le sable pour déterminer sa composition géochimique (K, U, Th), valeurs qui seront utilisées pour la détermination de la dose annuelle de l'environnement. Pour ce faire, du matériel est prélevé (nommé *kut*) autour du tube principal de manière à représenter l'environnement le plus fidèlement possible. Plusieurs méthodes peuvent être préconisées à cet effet mais dans le cas de cette étude, le matériel fut échantillonné à la pelle en effectuant un cercle (rayon de 15 cm) autour du tube principal.

4.3.2 Manipulations en laboratoire

Teneur en eau : Un des deux tubes de cuivre pour chaque échantillon est déballé le plus rapidement possible après l'échantillonnage. La masse du sédiment contenu dans le tube est d'abord évaluée avec la teneur en eau *in situ* de l'environnement lors de

l'échantillonnage Au moins une semaine plus tard, le tube est repesé à sec après séchage et étuve. Les pesées des échantillons furent calculés à l'aide d'une balance électronique avec une erreur au dixième de gramme. Le deuxième tube sert à déterminer la porosité du sédiment en mesurant sa masse à saturation et à sec.

Tamissage : Le tube principal est quant à lui ouvert en chambre noire. Les sédiments situés à chaque extrémité du tube (de 7,5 cm à 10 cm à chaque extrémité) sont retirés et serviront, en plus du *kut*, à mesurer la dose annuelle de l'environnement. Le restant du contenu du tube principal est tamisé en chambre noire afin de ne conserver que les grains plus gros que 150 μm et plus petits que 250 μm . Le tamissage est effectué sous l'eau avec une faible source lumineuse rouge.

Attaque HCl : Le sédiment tamisé est ensuite trempé dans une solution d'acide chlorhydrique (20%) pendant 30 minutes. Si l'échantillon est largement réactif (observation de bulles), cette opération est répétée jusqu'à ce que tout carbonate soit dissous. L'échantillon est ensuite rincé à l'eau distillé afin d'évacuer toute quantité d'acide. Une semaine est nécessaire au séchage avant de passer à la prochaine étape.

Séparation des feldspaths : Afin de maintenir les coûts au plus bas, les feldspaths furent identifiés et séparés au microscope binoculaire, en chambre noire sous une faible lumière orangée. L'alternative aurait été la séparation densimétrique réalisée à l'aide d'une liqueur dense.

Montage des disques : Des disques d'aluminium d'un diamètre de 7,5 mm et d'une épaisseur millimétrique furent utilisés comme support pour les grains de feldspaths. À l'aide d'un support métallique stérilisé prévu à cet effet, du silicone liquide fut appliqué au centre des disques afin de faire adhérer les grains. Trois grains de feldspath furent déposés sur chaque disque. Un total de douze disques fut monté pour chaque échantillon (vingt-six pour Plage-Paul).

Stimulation optique : Chaque disque a ensuite subi la même séquence dans un lecteur Risø TL-DA-15 couplé à un tube photomultiplicateur EMI 9235A et à une combinaison des filtres Schott BG39 et Corning 7-59.

Une préchauffe est d'abord appliquée jusqu'à une température de 280°C afin d'éliminer les particules les plus instables. Ensuite, l'aliquote est soumise à une stimulation infrarouge (diode infrarouge : 1.4 eV, 840 nm) d'une durée de 110 secondes (60°C) renvoyant une luminescence proportionnelle à la dose emmagasinée dans les grains de l'aliquote (luminescence naturelle – Ln).

L'échantillon est par la suite exposé à une radiation beta (^{90}Sr) de 30 Gy (valeur arbitraire et constante tout au long des mesures). La luminescence est mesurée de nouveau et de la même manière (préchauffe et stimulation infrarouge). Cette deuxième mesure correspond à la dose équivalente (luminescence test – Tn). Le ratio Ln/Tn permettra ainsi une estimation de la remise à zéro de l'échantillon.

Pour un échantillon ayant subi un transport éolien ou fluvial, le signal IRSL donnera une bonne réponse (valeurs de 1 ou inférieures) car les grains devraient avoir été remis à zéro. Des sédiments déposés de manière sous-glaciaire ou sous-marine sans aucun contact avec le soleil devraient transmettre des valeurs beaucoup plus élevées. Ainsi, un delta devrait livrer des ratios Ln/Tn bas et à l'inverse, un épandage subaquatique devrait donner des ratios Ln/Tn nettement plus élevés (supérieurs à 4). Ces ratios se basent sur la mesure arbitraire de régénération de 30 Gy, qui correspond environ à 10 ka de radiations dans le milieu naturel, un âge moyen que l'on peut grossièrement associer à l'Holocène. En tenant compte de l'atténuation due à l'anomalie de « fading », un ratio de 0,5 peut donc être associé à un âge approximatif pour les sédiments de la région à l'étude.

Pour plus de détails par rapport à ce protocole, le lecteur voudra se référer à Lamothe (2004). Les principes à la base du protocole sont présentés par Aitken (1998).

4.3.3 Méthodologie relative à la datation

Un des échantillons (*Plage-Paul*) fut sélectionné afin de produire un âge par luminescence optique. Cet échantillon a d'abord subi les mêmes tests de remise à zéro (expliqués à la section 4.3.2) avant d'être soumis au calcul d'âge absolu.

Cette datation comporte deux buts principaux. Le premier est de produire un âge qui pourra être comparé avec la chronologie établie par ^{14}C plus au sud dans la vallée de la Gatineau. Le deuxième but est d'utiliser les résultats des calculs de dose annuelle afin de quantifier approximativement les radiations dans le milieu naturel de la Haute-Gatineau. De cette manière, nous pourrions confirmer qu'une régénération de 30 Gy correspond effectivement à une radiation d'environ 10 ka pendant le calcul de la dose équivalente, et ce pour l'ensemble des échantillons de la région.

Dose annuelle : Lors de l'échantillonnage, un échantillon destiné à la détermination de la dose annuelle doit être récolté autour du tube principal, de manière à représenter de façon optimale l'environnement de l'échantillon (section 4.4.1).

Une partie de cet échantillon sera séché à l'étuve (110 °C), broyé et mélangé à de la paraffine en fusion. Le mélange reposera ensuite dans un moule jusqu'à sa solidification complète. Le moule crée une tasse de paraffine qui reposera pendant au moins dix-neuf jours avant la lecture afin de rétablir l'équilibre séculaire du système U-Th (Murray & Marten, 1987; Murray & Aitken, 1988). Ce moule pourra être déposé sur le capteur d'un spectromètre gamma Canberra, de manière à le couvrir entièrement, ce qui a pour effet de diminuer les risques d'erreur associés à la lecture de dose annuelle.

Le standard utilisé pour la méthode par tasse est un standard interne (W27) dont la composition fut déterminée par XRF, spectrométrie alpha et spectrométrie gamma dans plusieurs laboratoires externes.

Anomalie de « fading » : Grossièrement, la méthode permettant de quantifier l'atténuation des feldspaths consiste à régénérer une aliquote à 30 Gy et mesurer une dose équivalente (Méthode Ln/Tn – section 4.3.2) à plusieurs reprises en laissant un délai croissant entre la régénération et la mesure de la dose. La dose équivalente décroît lorsque le temps d'entreposage augmente. Ces tests ont montré que l'atténuation des feldspaths est constante dans le temps et qu'il est possible de prédire la dose équivalente d'un grain donné après un intervalle de temps fixe.

4.4 Résultats

4.4.1 Datation de Plage-Paul

Les différents résultats des analyses associées à la datation de l'échantillon Plage-Paul sont présentés dans cette section. L'âge final obtenu est de $9,3 \pm 0,8$ ka.

La figure 4.7 montre la répartition de ratios Ln/Tn obtenus sur l'ensemble des aliquotes de Plage-Paul pour une régénération de 30 Gy. Il est possible d'y observer une concentration des ratios entre 0,5 et 1,5. La moyenne arithmétique pour la dose équivalente est de $1,2 \pm 0,3$.

Les mesures d'anomalie de « fading » présentées à la figure 4.7 indiquent un taux d'atténuation moyen de $2,7 \pm 1,2$ %/décennie. Les résultats préliminaires montrent avec une certitude relative que l'échantillon *Plage-Paul* est d'âge holocène, ce qui implique qu'il est dorénavant possible de déterminer les ratios Ln/Tn souhaités lorsqu'on mesurera les autres échantillons.

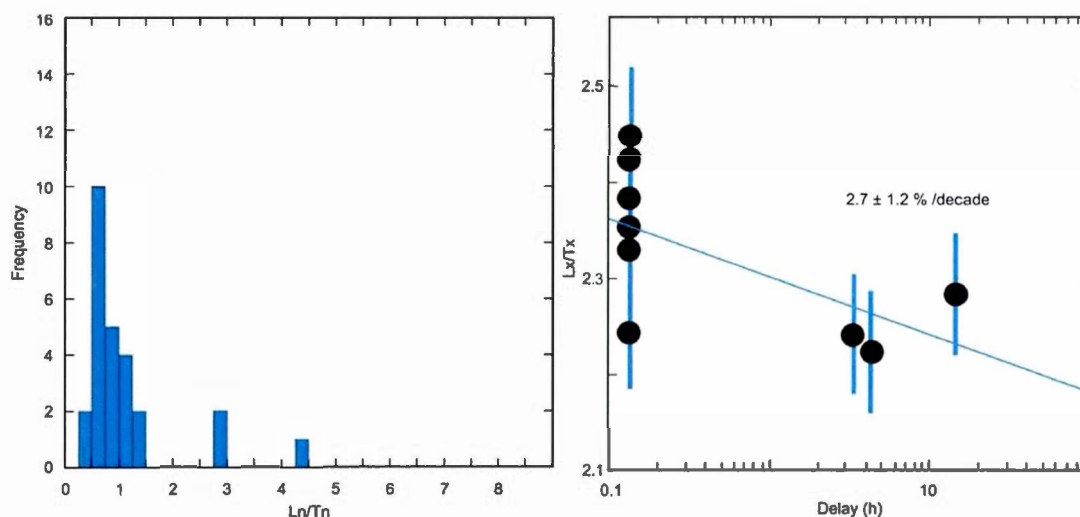


Figure 4.7 Distribution des valeurs Ln/Tn (à gauche) et mesures d'anomalies de « fading » (à droite).

Les abondances des éléments fils de l'uranium 238 et du thorium 232 sont mesurées afin de déduire l'apport radioactif des séries complètes. (Adamiec & Aitken, 1998). La dose annuelle obtenue par spectrométrie gamma a produit des abondances et activités présentées à l'appendice C. La radiation de l'environnement estimée est d'environ 2,9 Gy/ka.

Les mesures utilisées pour le calcul de l'âge sont présentées sur la figure 4.8 où l'axe des x est ajusté avec la dose annuelle et la correction pour l'anomalie de « fading ». Toutes les aliquotes non-rejetées pour cause de faible signal sont représentées. Les résultats montrent que les âges sont concentrés autour de 10 ka. Les âges plus anciens attestent la présence de grains non-remis à zéro dans le sédiment. Il est possible que ces grains aient subi un transport insuffisant en termes de temps ou de distance avant leur enfouissement respectif.

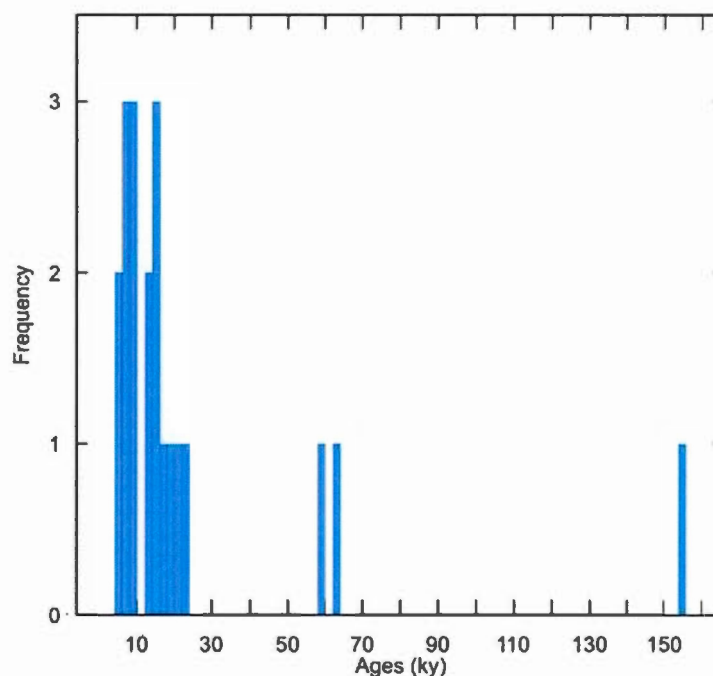


Figure 4.8 Distribution des âges de l'échantillon *Plage-Paul*.

4.4.2 Remise à zéro des deltas et des épandages subaquatiques

Les figures 4.9 et 4.10 montrent la répartition des ratios L_n/T_n pour l'ensemble des échantillons. Les échantillons avec des moyennes de ratio d'environ 1 ou inférieures à 1 ont été présentés dans la figure des deltas, alors que les échantillons présentant des ratios élevés (plus que 2) ont été classés dans la figure d'épandage. Les données relatives aux valeurs L_n/T_n sont présentées à l'appendice C.

Compte tenu de la nature des sédiments analysés, la distribution des ratios L_n/T_n d'un échantillon avec cette approche sera toujours imparfaite. Ceci est dû au fait que chaque aliquote n'est pas entièrement représentative du sédiment. Voici les facteurs qui influencent la distribution des ratios L_n/T_n d'un échantillon :

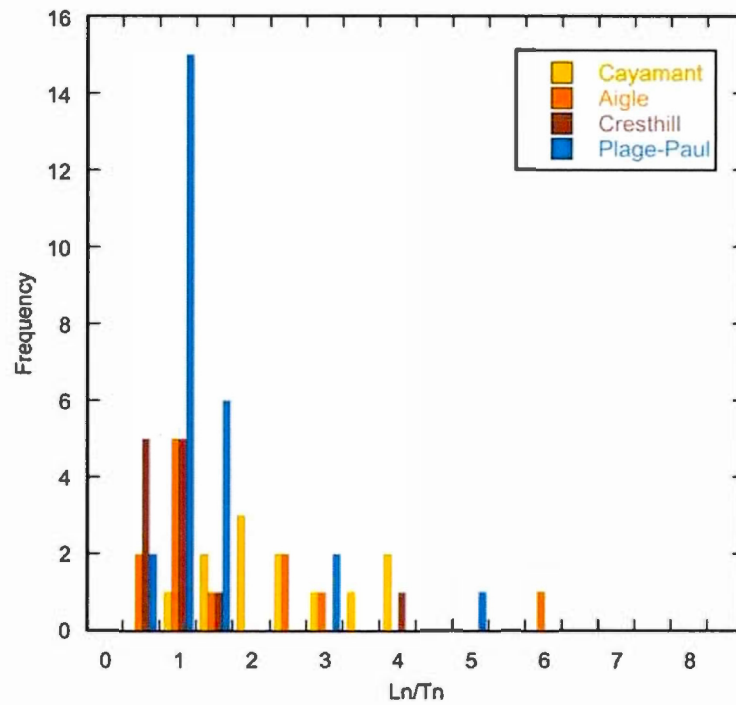


Figure 4.9

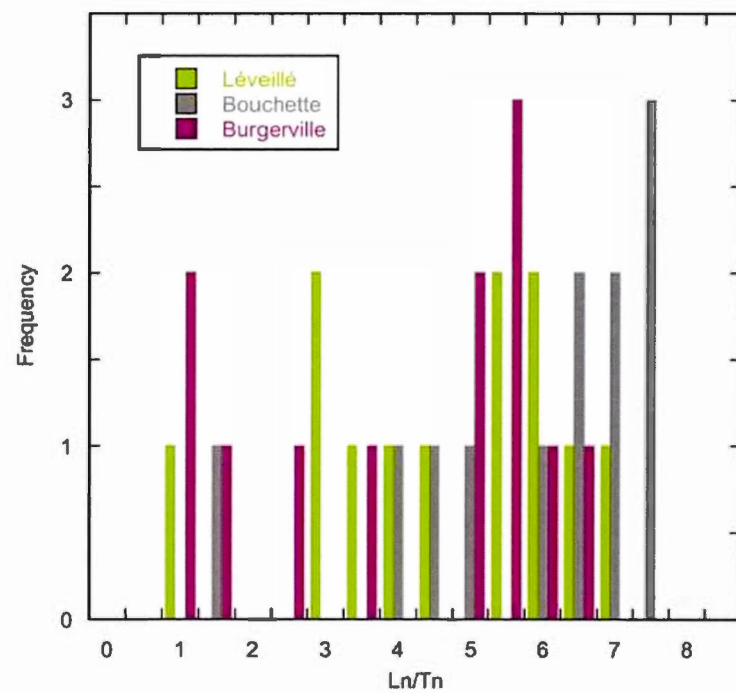
Distribution des valeurs Ln/Tn pour les deltas.

Figure 4.10

Distribution des valeurs Ln/Tn pour les épandages subaquatiques.

- 1) Bien qu'une séparation minéralogique ait été effectuée sur chaque échantillon, les sources d'erreur sont toujours présentes. Les grains de quartz et de feldspaths, bien que différents peuvent être facilement confondus en chambre noire, puisque la séparation est effectuée au binoculaire et non par liqueur dense. Ce facteur n'occasionne pas de problèmes au niveau d'une mauvaise remise à zéro (ratios L_n/T_n trop grands), mais plutôt du côté des grains renvoyant des valeurs faibles, car les grains de quartz ne sont pas stimulés dans les longueurs d'ondes utilisées pour les feldspaths.
- 2) Si les grains analysés en luminescence étaient tous des feldspaths, certains d'entre eux ne réagiraient pas. Environ 50% des grains ont un niveau de sensibilité suffisant pour être utile en luminescence. Les autres rapportent des données minuscules qui sautent aux yeux même à l'analyse primaire.
 Pour les deux raisons précédentes, chaque aliquote contient 3 grains afin d'éviter qu'une aliquote ne donne des résultats inutilisables. Malgré cette précaution, certaines aliquotes semblaient ne contenir aucun grain de feldspath suffisamment luminescent.
- 3) Certains grains bien que parfaitement utilisables en luminescence ont mal été remis à zéro dans l'environnement. En comparant les grains du milieu deltaïque à ceux provenant de sédiments éoliens par exemple, on constate que le delta n'est pas un environnement de déposition parfait en matière de remise à zéro. Il est donc possible de mesurer sur certains grains des quantités de luminescence associées à un interglaciaire précédent, ou à leur niveau géologique d'origine. L'exercice statistique et de représentation figurée tend à isoler ces données.

La moyenne des ratios L_n/T_n pour chaque échantillon tient compte de toutes les aliquotes sauf celles ne renvoyant que de faibles quantités de luminescence, car ces aliquotes feraient baisser la moyenne de façon anormale. On pourrait obtenir de cette manière de très faibles moyennes sur des épandages. La moyenne des ratios L_n/T_n

n'est donc pas garante de l'âge réel de chaque construction sédimentaire échantillonnée. Elle n'est qu'un outil, ou une mesure relative, qui permet la comparaison entre chaque échantillon.

4.4.3 Courbe de croissance

Afin de visualiser la signification de différents ratios L_n/T_n , les résultats sont présentés sur une courbe de croissance obtenue grâce aux analyses sur l'échantillon *Plage-Paul* (figure 4.11). À partir de cette figure, il est possible d'associer un âge apparent à chaque valeur de L_n/T_n . Bien sûr, ces chiffres sont très approximatifs et ne pourraient pas servir à produire des âges finis car chaque échantillon nécessite à cet effet sa propre courbe de croissance.

Puisqu'il n'existe pas de stratigraphie ancienne quaternaire dans la vallée de la rivière Gatineau, l'âge des corps sédimentaires échantillonnés se situe fort probablement quelque part entre 8 et 15 ka. Si la représentation par courbe de croissance positionne un échantillon bien au-delà de cet intervalle, cela signifie que le sédiment n'a pas subi une remise à zéro complète avant sa déposition, ou du moins une exposition aux rayons du soleil adéquate pour une remise à zéro complète.

Des quatre deltas échantillonnés, trois ont retourné des valeurs conséquentes avec l'interprétation effectuée sur le terrain. Les ratios des échantillons *Plage-Paul* et *Cresthill* sont inférieurs à 1. Ces deltas sont donc sans équivoque bien remis à zéro car leur âge virtuel est équivalent à leur âge réel. Le ratio de l'échantillon *Aigle* est plus élevé, ce qui implique une remise à zéro incomplète mais tout de même amorcée. L'âge virtuel approximatif de cet échantillon serait d'environ 16 ka (selon la figure 4.11), un âge impossible à obtenir si les grains n'ont pas été exposés à la lumière du moins partiellement – le plus jeune héritage possible étant d'âge sangamonien.

Le quatrième delta (*Cayamant*) donne un signal ambigu qui évoque encore une fois une remise à zéro partielle, mais moins avancée que pour l'échantillon *Aigle*. Ceci

pourrait être expliqué par le fait que cet échantillon fut prélevé dans un très petit delta perché à flanc de vallée et que les grains qui y ont été déposés n'auraient donc pas subi un transport très important. L'échantillon et les grains individuels seraient donc potentiellement remis à zéro de manière partielle. Dans un contexte glaciaire où l'on

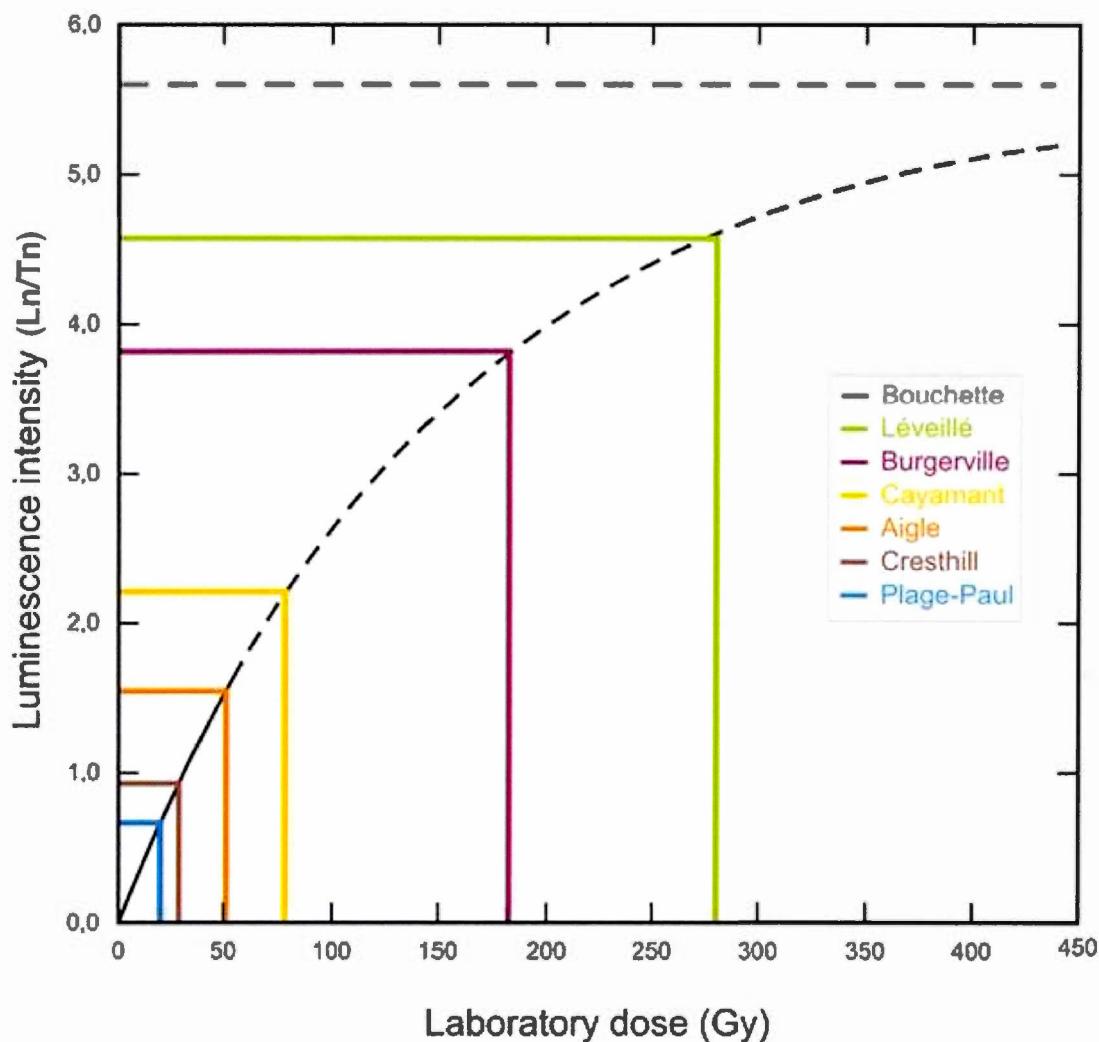


Figure 4.11 Représentation graphique des valeurs Ln/Tn moyenne de chaque échantillon sur la courbe de croissance de l'échantillon *Plage-Paul*.

retrouve des rivières à haute vitesse sur une courte distance, les cycles quotidiens du jour et de la nuit pourraient être capitaux dans la mauvaise remise à zéro des grains d'un échantillon (Gemmell, 1999).

Les trois échantillons de sables fluvioglaciers ont retourné des valeurs de L_n/T_n supérieures à 3, ce qui indique une piètre remise à zéro avant la déposition. Ces résultats concordent avec les interprétations cartographiques et sont donc concordants avec le mode de mise en place de ces épandages subaquatiques.

Les résultats présentés sur la courbe de croissance sont plutôt encourageants car ils confirment que l'approche mise de l'avant est fonctionnelle. Ceci représente une réussite pour l'objectif de cette étude, ainsi qu'un certain potentiel pour cette nouvelle application qu'est l'identification de faciès par luminescence optique.

4.4.4 Incertitudes et limitations associées à la luminescence optique

La méthode de datation par luminescence optique a un avantage intrinsèque par rapport aux autres méthodes de datation dans les environnements quaternaires car elle ne nécessite pas de matière organique pour produire un âge, mais seulement du matériel détritique, ce qui constitue un atout indéniable dans les environnements glaciaires. Par contre, elle contient elle-aussi sont lot de facteurs limitant et de paramètres difficilement quantifiables qui augmentent la marge d'erreur sur chaque mesure. Voici quelques facteurs d'incertitudes associés à la luminescence optique.

La teneur en eau affecte grandement l'absorption de radiation par le matériel dans l'environnement en fournissant un écran efficace, notamment contre les radiations bêta. Il est très ardu de déterminer une teneur en eau moyenne depuis la mise en place du matériel à dater. Il s'agit donc d'une source d'incertitude majeure lorsqu'on tente de déterminer une dose annuelle et incidemment un âge produit par luminescence (Wintle, 2008; Rhodes, 2011).

L'homogénéité est un problème normalement réglé lors de l'échantillonnage. Un matériel hétérogène cause une source d'erreur au niveau de la dose annuelle. Pour augmenter notre niveau de confiance envers nos données, il peut être judicieux de prélever différents échantillons qui serviront à déterminer des doses annuelles. Par exemple, un échantillon constitué d'un mélange de matériel prélevé 15 cm au-dessus et 15 cm en dessous et un autre échantillon provenant de 15 cm à gauche et à droite du tube principal. Un échantillon plus large pourrait également être prélevé afin de tester l'homogénéité du sédiments, quoiqu'une telle méthode demande une grande quantité de mesures.

L'équilibre radioactif dans le milieu sédimentaire représente un autre facteur important car il est très difficile d'évaluer l'équilibre de la chaîne de désintégration dans le milieu naturel. On considère normalement que l'échantillon n'est pas prélevé dans un sol et que l'uranium 234, le plus mobile des éléments non-gazeux pour les chaînes de désintégration de l'uranium et du thorium, n'aura pas migré grâce à des échanges chimiques. Les photos des divers échantillons (figure 4.5 et 4.6) montrent quelques bons exemples d'échantillons qui seraient impropres à la datation par luminescence car ils sont prélevés directement dans le sol près de racines. Heureusement, ces échantillons ne sont utilisés que pour des analyses de remise à zéro.

Il est plus difficile d'adresser le problème du radon. On ajoute donc aux résultats une incertitude systématique. Cette incertitude est calculée en comparant l'activité d'un échantillon avec 100% et 0% de sortie du radon, par exemple (Gilmore, 2008).

Une incertitude analytique est naturellement attachée à toute mesure instrumentale en laboratoire, que ce soit des mesures de concentrations d'éléments radioactifs ou des pesées. Ces incertitudes sont propagées dans les calculs subséquents et influencent l'incertitude de l'âge obtenu en luminescence.

L'incertitude reliée à l'anomalie de fading est à l'origine d'une bonne partie des incertitudes associées à la production d'un âge à l'aide de la luminescence. On le corrige grâce à un protocole (Huntley & Lamothe, 2001), mais celui ne peut que produire une approximation de l'ampleur du problème.

Plusieurs facteurs concernant les incertitudes liées à la mesure de la remise à zéro furent adressés à la section 4.4.2. Il existe davantage d'incertitudes autour de la remise à zéro, notamment au niveau de la sédimentation.

4.5 Discussion

Malgré l'ensemble des incertitudes associées à la méthode et compte tenu de l'absence de matériel organique dans les milieux sédimentaires quaternaires, la luminescence optique demeure une voie prometteuse de datation à laquelle des contributions sont encore et toujours nécessaires afin de la faire progresser. Aucune autre méthode de datation ne permet de produire des âges sur les constructions sédimentaires abordées dans ce mémoire. C'est d'ailleurs avec des projets de recherche comme celui-ci qui élargissent les applications de la méthode que ce champ d'expertise pourra se développer.

Les résultats obtenus dans le cadre de cette étude sont plutôt encourageants car ils ont permis de générer un sentiment de confiance envers les observations émises sur le terrain lors d'identification des genèses glacio-sédimentaires. Quelques constructions sédimentaires restaient ambiguës au niveau de leur interprétation avant l'analyse en laboratoire, notamment les sédiments de Plage-Paul et de Léveillé. Les coupes observées ne concordent pas toujours parfaitement avec leur contexte général de déposition (sédiments rencontrés aux alentours), mais la méthode préconisée de différenciation par luminescence a permis d'apporter un élément supplémentaire à prendre en compte lors de l'interprétation de la nature des sédiments observés.

Il pourrait être intéressant dans de futures études de se pencher sur les variations de la remise à zéro au sein d'une même séquence sédimentaire, par exemple dans la même coupe de manière latérale et également verticale. De tels travaux pourraient éventuellement valider les quelques mesures effectuées dans le cadre du projet présenté ici, en plus de donner une composante plus systématique à cette méthode embryonnaire qu'est l'identification de faciès à l'aide de la luminescence.

CHAPITRE V

PALÉOGÉOGRAPHIE

Ce chapitre présente une synthèse des connaissances sur l'histoire quaternaire de la vallée de la rivière Gatineau. Cette synthèse est basée sur les données produites dans ce mémoire, lesquelles seront mises en relation avec les connaissances établies par les travaux antérieurs.

5.1 Géologie quaternaire ancienne

Bien qu'on ne trouve pas en Outaouais des sédiments quaternaires anciens, il est tout de même prudent d'affirmer que ce territoire a subi plusieurs épisodes glaciaires comme en témoignent les enregistrements sédimentaires des régions limitrophes, notamment la grande quantité de sédiments anciens de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches (Gadd, 1971b; Gadd *et al*, 1971; McDonald & Shilts, 1971; Occhietti, 1977; Lamothe, 1989). Les terrains cristallins du Bouclier canadien comme ceux de la Haute-Gatineau ne sont pas reconnus pour leurs enregistrements sédimentaires exhaustifs. Le dernier épisode glaciaire a fort probablement érodé et redéposé l'ensemble des dépôts meubles qui façonnaient jadis le paysage de l'Outaouais. Ces dépôts quaternaires anciens sont la preuve que les glaciations précédentes ont affecté la physiographie de manière aussi importante que la glaciation wisconsinienne.

Les dépôts anciens les plus près géographiquement de la zone étude sont situés à Pointe-Fortune (Gadd *et al*, 1981; Veillette & Nixon, 1984, Anderson *et al*, 1990).

Ces sédiments consistent en une séquence de sable fluvial oxydé, stratifié et présentant des lits entrecroisés surmontés par le till de fond observé partout ailleurs en discordance sur le socle rocheux. Ce sable contient de la matière organique et des bouts de bois sur lesquels des âges radiocarbones indiquent un âge au-delà de la limite de la méthode (> 45 ka). Sous ce sable, un autre till plus ancien a été documenté en forage.

Bien que Pointe-Fortune soit relativement loin de la vallée de la rivière Gatineau, ces sédiments revêtent une importance capitale dans l'interprétation du contexte géologique quaternaire de l'Outaouais et dans le développement de la méthode d'identification de faciès décrite dans ce mémoire. Les sédiments reliques issus de glaciations antérieures présents à Pointe-Fortune signifient que ces glaciations étaient continentales et qu'elles ont recouvert le sud du Québec. Les dépôts de Pointe-Fortune, des BTSTL et des Appalaches sont associés aux stades isotopiques marins 3 à 7 (Lamothe *et al*, 1992). Tout indique que ces enregistrements font partie des cycles de glaciations et d'interglaciaires qui ont existées pour au moins le dernier million d'années. Les sédiments que ces inlandsis ont pu déposer sont aujourd'hui presque complètement érodés. Toutes les marques d'érosion glaciaire ainsi que les surfaces polies recensées lors des deux campagnes de terrain témoignent de l'ampleur de cette érosion.

Selon toute vraisemblance et le peu de différence dans la disposition des continents dans les derniers millions d'années, la géométrie des inlandsis précédents devait ressembler à celle de l'ancienne calotte Laurentidienne (Roy *et al*, 2004). Pour cette raison, il est plutôt compliqué de différencier les mouvements glaciaires anciens et récents à l'aide de stries. Cependant, l'absence de surface altérée suggère que la plupart des mouvements glaciaires recensés sur les faces fraîches sont associés au dernier cycle glaciaire, i.e. les stades isotopiques marins du 5d au stade 2. Les centres de dispersion glaciaires, lesquels ont migrés considérablement (Veillette *et al*, 1999;

McMartin & Henderson, 2004; Veillette, 2004), étant situés au nord, il est donc normal d'obtenir des valeurs de marques d'érosion glaciaires variant entre 160°N et 190°N pendant le maximum glaciaire.

5.2 Glaciation wisconsinienne

La glaciation la plus récente a vu le déploiement de trois calottes glaciaires majeures sur le continent nord-américain, celle de la cordillère de l'Ouest, du Haut-Arctique (Inutien) et la calotte Laurentidienne. La plus grande de celles-ci, la calotte Laurentidienne, a recouvert tout le territoire canadien à l'exception des Rocheuses et du Yukon et s'est étendue à son apogée dans le nord et le nord-est des États-Unis. Outre les divers sédiments d'origine glaciaire qui façonnent le paysage de l'Outaouais, les marques d'érosion glaciaire constituent les enregistrements les plus abondants pour effectuer une reconstitution des événements glaciaires du Wisconsinien.

Le recensement de ces marques d'érosion glaciaire à l'échelle de l'Outaouais a permis l'identification de quatre directions d'écoulement de l'inlandsis Laurentidien (Daigneault *et al*, 2013). Le mouvement glaciaire dominant vers le sud (160°N à 190°N), présenté à la section 3.4.9 fut précédé par deux mouvements glaciaires plus anciens, l'un vers 100°N et l'autre vers 200°N à 260°N. La chronologie entre ces deux mouvements demeure quant à elle incertaine, car aucun affleurement strié ne montrait ces deux directions d'écoulement en relation directe. Ces mouvements sont présentés aux figures 5.1 et 5.2.

Le plus ancien mouvement (A) serait associé à une ligne de partage des glaces qui traversait le Québec environ de l'Abitibi au réservoir Caniapiscau (Veillette *et al*, 1999) avant le dernier maximum glaciaire, lorsque la calotte Laurentidienne était toujours en expansion. Une telle géométrie de l'inlandsis implique des directions d'écoulement vers l'ESE dans le sud du Québec, lesquelles ont été observées à

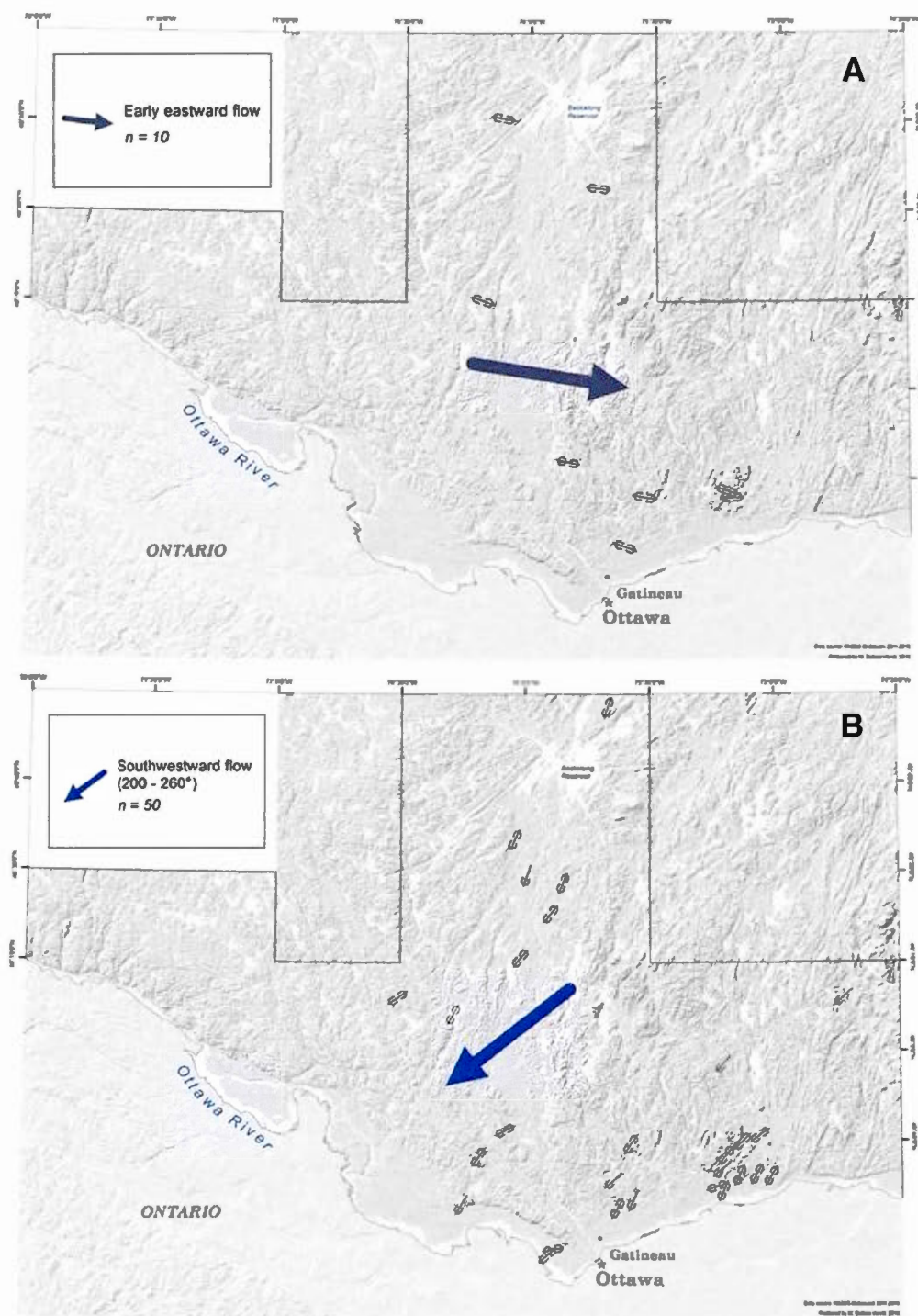


Figure 5.1 Anciens mouvements glaciaires recensés lors des deux campagnes de terrain (Daigneault *et al.*, 2013).

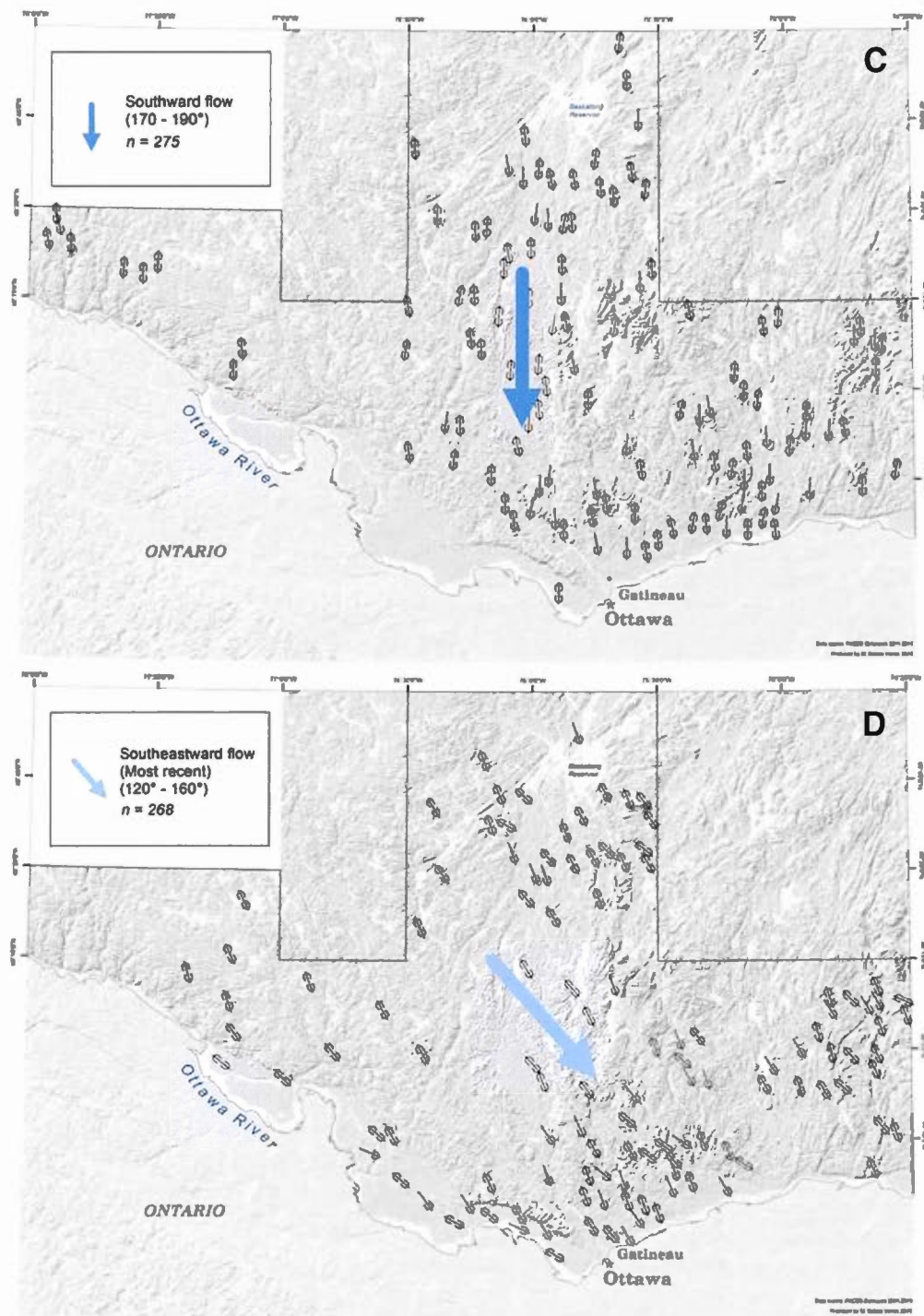


Figure 5.2 Écoulements glaciaires au maximum glaciaire (C) et mouvement tardif (D) (Daigneault *et al*, 2013).

environ dix endroits lors des deux campagnes de terrain. De ces occurrences, la majorité est située dans le sud de l'Outaouais sur la plateforme cambro-ordovicienne.

L'autre mouvement ancien (B) est interprété comme étant un peu plus jeune car il s'inscrit dans une migration du centre de dispersion dans une rotation anti-horaire. Ce mouvement a été observé plus souvent (50 sites) que le précédent, mais toujours plus présent aux abords de la rivière des Outaouais. L'écoulement est orienté 200-260°N, ce qui implique une position du centre de dispersion de glaces dans le centre du Québec.

Le mouvement (C) le plus abondant (275 mesures) indique un écoulement des glaces vers le sud (160-190°N) et serait associé au maximum glaciaire. À ce moment, la marge de l'inlandsis est située au sud des Grands Lacs et le centre de dispersion serait selon Veillette *et al* (1999) tout juste à l'est de la Baie d'Hudson.

Lors de la déglaciation, la calotte Laurentienne s'est fragmentée, ou du moins les centres de dispersions se sont multipliés en réponse à l'amincissement des glaces. Ceci a fort probablement eu une incidence sur le dernier mouvement glaciaire (D) observé en Outaouais qui représente un écoulement SE (120-160°N).

Le patron d'eskers (figure 5.3) obtenu à la suite des travaux de cartographie indique un retrait conséquent de la marge glaciaire vers le nord. Localement, notamment dans l'est et dans l'ouest de l'Outaouais, les eskers semblent faiblement orientés NNW-SSE, indiquant un retrait du front glaciaire légèrement vers le NW. La plupart des eskers sont par contre situés au fond de vallées topographiques, ce qui laisse supposer une certaine influence du socle rocheux sur l'emplacement des eskers et sur leur orientation.

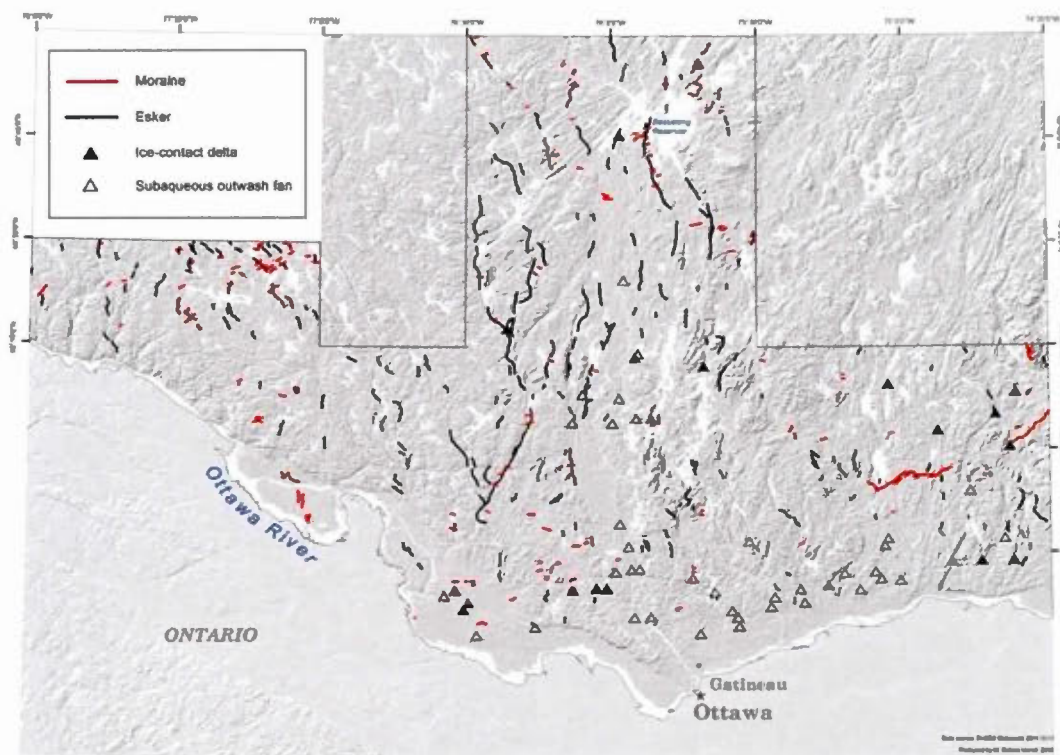


Figure 5.3 Patron d'eskers et situation géographique des moraines et des deltas fluvioglaciaires et glaciomarins recensés pendant les deux campagnes de terrain (Daigneault *et al*, 2013).

5.3 Déglaciation

La fonte de la calotte glaciaire Laurentienne a façonné la physiographie du nord de l'Amérique du Nord, et notamment du Québec, en déposant une variété de sédiments associés au retrait des glaces, lesquels sont extensivement présentés à la section 3.1. La géométrie du retrait a permis le développement de lacs proglaciaires lorsque la glace ou des sédiments (souvent des moraines) bloquaient les exutoires hydrographiques. Au dernier maximum glaciaire, le niveau des océans était environ 120 mètres plus bas que le niveau marin actuel (Lambeck & Chappell, 2001).

5.3.1 Lac Candona

Lorsque le retrait de la marge glaciaire a découvert le sud du Québec, quelques lacs avaient déjà ennoyé le territoire déglacé car le drainage de l'eau de fonte via la voie naturelle formée par la vallée du Saint-Laurent était bloqué par l'inlandsis. Le Lac Iroquois occupait le bassin actuel du lac Ontario, le Lac Vermont occupait l'emplacement du lac Champlain et de la rivière Richelieu et le Lac Memphrémagog occupait la vallée de la rivière Saint-François (Parent & Occhietti, 1988). La marge glaciaire a éventuellement régressé suffisamment pour libérer le nord du massif des Adirondacks et le piémont des Appalaches dans les Cantons-de-l'Est, occasionnant du même coup la coalescence des Lacs proglaciaires Iroquois, Vermont et Memphrémagog pour former le Lac Candona (figure 5.4) (Anderson *et al*, 1985; Dyke & Prest, 1987; Parent & Occhietti, 1988; Dyke, 2004; Richard & Occhietti, 2005). Cette étendue d'eau couvrait le sud des BTSTL et potentiellement la vallée de l'Outaouais. Il existe des évidences de l'existence de ce lac à l'ouest d'Ottawa où l'on retrouve des rythmites silto-argileuses et des dépôts littoraux au-delà de la limite maximale de la Mer de Champlain. Les travaux de Rodrigues (1992), indiquent que les sédiments d'épandage subaquatique autour d'Ottawa se seraient déposés dans le Lac Candona. Ce lac était séparé des eaux marines par un barrage de glace qui a longtemps été situé aux alentours de Québec (Upham, 1895; Prest, 1970; LaSalle *et al*, 1977; Dyke & Prest, 1987). Plus récemment, Parent & Occhietti (1988; 1999) ont émis l'hypothèse que le barrage de glace était plutôt situé entre Montréal et Trois-Rivières et que le front glaciaire vers la fin de l'existence du Lac Candona correspondait à la moraine Ulverton-Tingwick ($11,2 \pm 0,15$ ^{14}C ka B.P.).

5.3.2 Mer de Champlain

Pendant l'existence du Lac Candona, la Mer de Champlain avait déjà envahi les alentours de Québec dans sa phase dite de Charlesbourg (11,5 à 11,1 ^{14}C ka B.P.) Lorsque l'inlandsis libéra les BTSTL, le drainage du Lac Candona (11,1 ^{14}C ka B.P.)

vers l'océan Atlantique permit l'invasion marine de la Mer de Champlain dans sa phase la plus étendue (figure 5.5). Ceci causa une baisse du niveau de l'eau dans les BTSTL de 30 à 50 mètres (Parent & Occhietti, 1988). La Mer de Champlain occupa le territoire des BTSTL jusqu'aux environs de Pembroke à son apogée, profitant de la dépression isostatique occasionnée par l'inlandsis. Au sud, la mer était limitée par les Montagnes Vertes au Vermont et a occupé les reliefs les plus bas des vallées (environ 120 mètres au-dessus du niveau marin actuel). À cette époque, la région d'Ottawa est libre de glace et potentiellement le sud de la vallée de la Gatineau également.

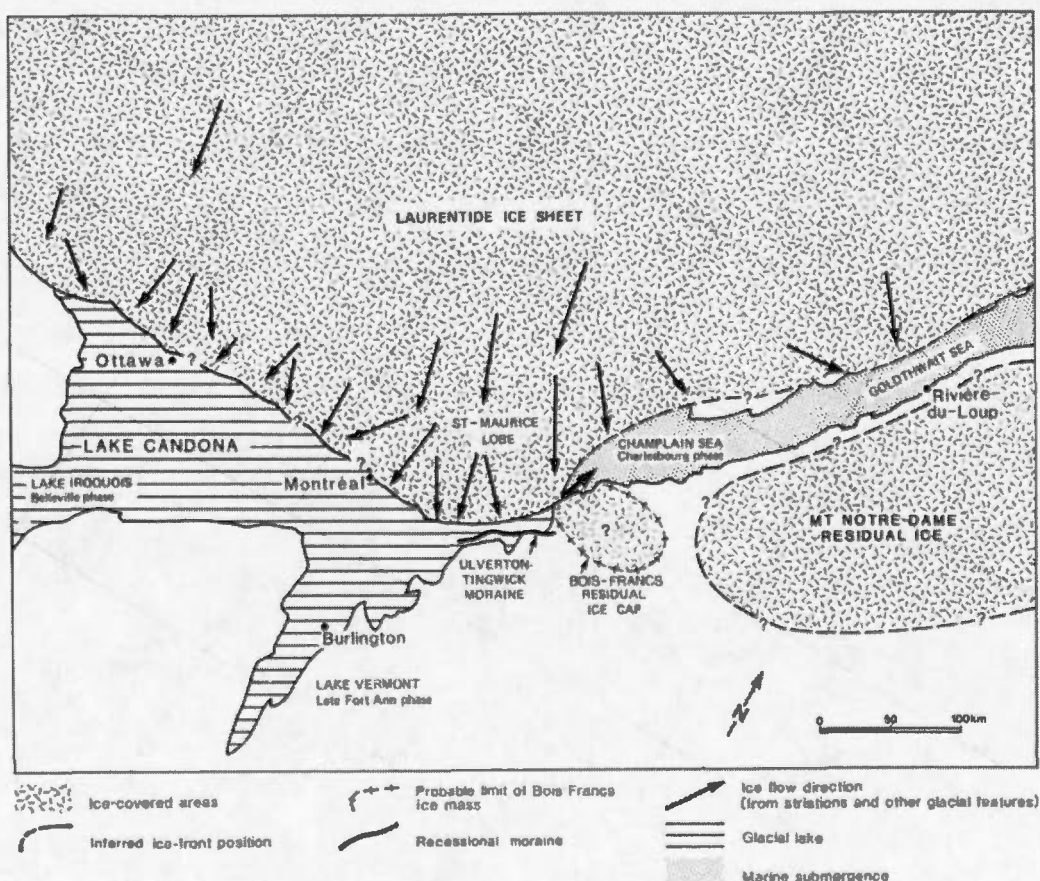


Figure 5.4 Essai de reconstitution de la position de la marge glaciaire lors de la phase finale du Lac Candona (Parent & Occhietti, 1988).



Figure 5.5 Étendue maximale schématique de la Mer de Champlain. Cette extension maximale est diachronique car la régression est induite par le relèvement isostatique (Parent & Occhietti, 1999).

Des épisodes de stagnation ou de réactivation plus ou moins importants ont marqué la déglaciation. L'un des plus connus et des plus importants (Bond *et al*, 1993; Dansgaard *et al*, 1993; Grootes *et al*, 1993; Yu et Eicher, 1998; Yu, 2000; Mangerud, 2004), le Dryas supérieur (Mangerud *et al*, 1974), a permis le développement sur le

territoire québécois d'une imposante moraine entre 10,7 et 10,3 ^{14}C ka B.P. (12,7 à 12,4 ^{14}C ka cal) (Occhietti & Hillaire-Marcel, 1977; Occhietti & Richard, 2003; Richard & Occhietti, 2005; Daigneault & Occhietti, 2006; Daigneault *et al*, 2013). La moraine de Saint-Narcisse (Osborne, 1950; Lasalle & Elson, 1975; Occhietti, 2007) est longue d'environ 750 km et borde la partie sud du bouclier canadien et longe la vallée du Saint-Laurent sur sa rive nord-ouest. La continuité de la moraine de Saint-Narcisse dans la vallée de la Gatineau restait jusqu'à récemment peu définie. (Daigneault & Occhietti, 2006). Les campagnes de terrain du projet PACES Outaouais ont permis de déterminer la position occidentale de cette construction morainique. En prolongeant vers l'ouest le tracé de la moraine de Saint-Narcisse tout en maintenant son orientation au sud du lac Simon à Chénéville dans la vallée de la Petite-Nation, la moraine de Saint-Narcisse pourrait être corrélée avec la moraine de Masham (figure 5.6) (Daigneault *et al*, 2012; 2013). Plus à l'ouest, la continuité du front pourrait être associée avec la plus méridionale des moraines de Barnett (1988) dans la région de Renfrew.

Après l'épisode de Saint-Narcisse, les eaux marines ont pu envahir les grandes vallées des Laurentides, notamment les vallées de la rivière Gatineau et de la rivière Saint-Maurice (Occhietti, 1977). Ces extensions paramarines sont composées d'un mélange d'eau salée et d'eau de fonte qui ne permet pas l'évolution de faunes marines, ce qui expliquerait l'absence de coquilles dans les sédiments glaciomarins au nord de Low et la nature rythmée des dépôts argileux dans la vallée. Ceci pourrait laisser croire à un plan d'eau quasi lacustre, ou selon toute vraisemblance à des eaux estuariennes.

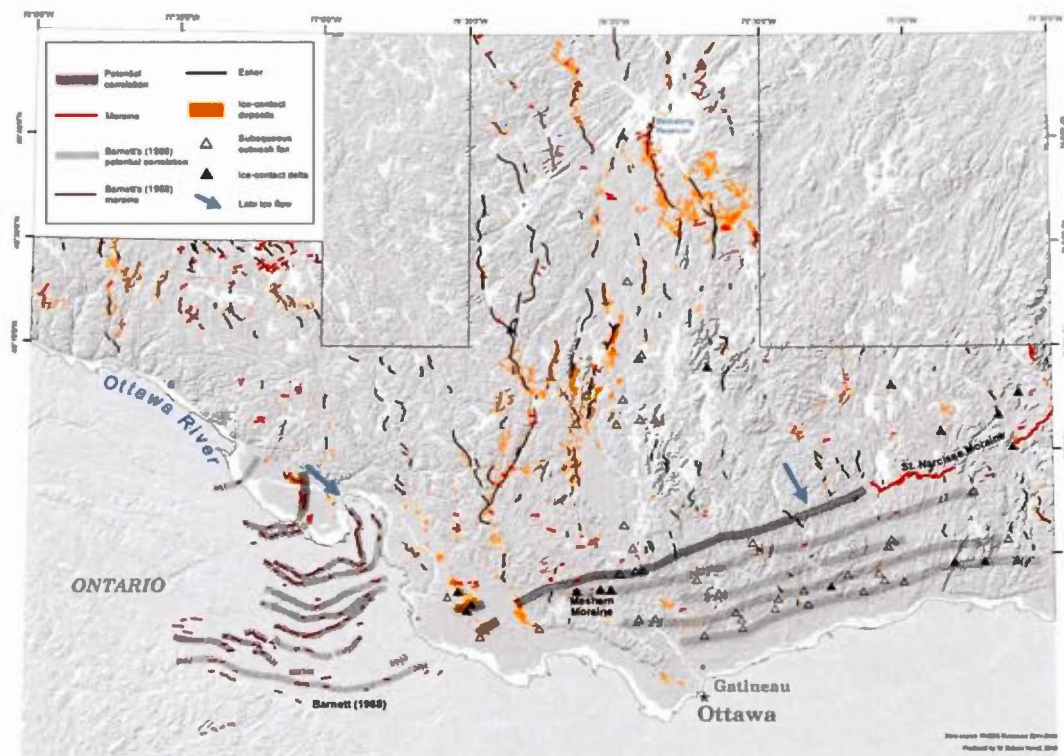


Figure 5.6 Tracé de la Moraine de Saint-Narcisse (en rouge) et prolongement hypothétique vers l'ouest vers la Moraine de Masham et la plus méridionale des moraines de Barnett (1988). (Daigneault *et al*, 2013).

À ce moment, la Mer de Champlain est en contact avec le front glaciaire. Au fur et à mesure que le front glaciaire recule, les eaux de la Mer de Champlain pénètrent davantage dans le territoire. Ceci explique la grande abondance de sédiments fluvioglaciaires d'épandage subaquatique dans le bras paramarin de la Gatineau. C'est également à cette époque que se mettent en place les eskers qui caractérisent les dépôts que l'on retrouve dans les vallées adjacentes à la vallée de la Gatineau. Puisque la mer est en contact direct avec le front glaciaire, il est difficile de repérer des deltas témoignant de l'étendue maximale de la Mer de Champlain à même la vallée de la Gatineau. Ce système a probablement subsisté jusqu'à ce que le rebond isostatique force le drainage la Mer de Champlain pour la séparer du front glaciaire. Dès lors, la disposition de l'inlandsis et de la mer ont permis la construction de deltas

glaciomarins et ce, pendant le retrait de la Mer de Champlain. Ce contexte explique fort probablement la petite taille des deltas observés.

La séparation des glaces et de la mer a vraisemblablement eu lieu aux alentours du réservoir Baskatong. Vincent (1989) avait déjà proposé que le niveau maximal puisse être aussi haut que 274 mètres autour du réservoir Baskatong en se basant sur des calculs de relèvement isostatique. Les sédiments s'apparentant à des deltas glaciomarins situés aux élévations les plus hautes dans cette région sont plutôt de l'ordre de 265 mètres (Daigneault *et al*, 2013). Cette différence est potentiellement due au fait que la Mer de Champlain était déjà en régression lorsqu'elle cessa d'être en contact avec la marge glaciaire. Ceci constituerait la limite maximale de la Mer de Champlain dans le bras paramarin de la vallée de la Gatineau.

Un delta fut identifié à l'embouchure de la rivière des Gens-de-Terre qui se jette dans le réservoir Baskatong. Son élévation est de 235 mètres, ce qui indiquerait une chute du niveau marin assez rapide. Un delta perché à une élévation d'environ 220 mètres fut documenté un peu au nord de Maniwaki. L'exutoire du Lac du Lièvre est perché à une élévation de 215 mètres et situé à la hauteur de Bouchette, au nord de Notre-Dame-du-Laus (Caron, 2007). Puisque le lac du Lièvre et le bras paramarin de la Gatineau n'étaient pas contigus, l'élévation maximale de la Mer de Champlain depuis la déglaciation de Bouchette n'excède probablement pas 215 mètres.

Aux latitudes de Bouchette, l'échantillon Plage-Paul a produit un âge de $9,3 \pm 0,8$ ka. L'élévation de ce delta (180 mètres) indique qu'il se dépose lorsque la Mer de Champlain est en régression, tout comme l'ensemble des deltas ayant été observés dans la région. Ceux-ci sont situés à des élévations entre 180 et 220 mètres, les plus élevés au nord autour de Maniwaki et les plus bas un peu plus au sud. Cette élévation rappelle le delta au sud du lac Mékinac (Parent & Occhietti, 1988) qui est perché à une élévation de 200 mètres. Lors de sa déposition la récession de la Mer de Champlain aurait déjà été amorcée. En Outaouais, l'élévation du silt argileux atteint

par endroits 170 mètres, ce qui n'est pas suffisant pour contredire le niveau marin appuyé par les deltas. La date OSL produite indique que le front glaciaire à 9,3 ka est déjà situé au nord du réservoir Baskatong car la Mer de Champlain est déjà en récession. À cette époque la scission des glaces à l'origine de la Moraine d'Harricana en Abitibi est déjà existante (Richard *et al*, 1989).

Cette retraite marine mène progressivement à une évacuation des eaux marines des BTSTL et leur remplacement par l'abondante quantité d'eau de fonte déversée vers la vallée du Saint-Laurent pour former ce que l'on appelle le Lac Lampsilis (Elson, 1969; Dionne 1972; Richard, 1978a; Parent & Occhietti, 1988; 1999) du nom d'un bivalve d'eau douce. Ce lac a ensuite été forcé à régresser en raison du soulèvement isostatique, menant dans un premier temps à l'existence du proto Saint-Laurent et éventuellement au fleuve Saint-Laurent dans sa forme actuelle. L'abaissement graduel des cours d'eau a laissé sur leurs rives actuelles et en bordure de celles-ci une série de terrasses alluviales holocènes. Celles-ci sont visibles dans la région d'étude le long de la rivière Gatineau. Le réseau de drainage moderne a probablement adopté sa présente disposition très rapidement, à quelques détails près, tel la largeur des cours d'eau.

5.4 Période post-glaciaire

Après que l'inlandsis ait libéré une région, les sédiments sont exposés aux intempéries avant que la végétation s'installe. C'est durant cette période que se développent la plupart des sédiments éoliens, mis à part ceux issus de feux de forêt (Filion *et al*, 1991). Lorsque présent, le pergélisol fond progressivement et s'amorce ainsi un processus de végétalisation qui s'effectue de manière graduelle autour des calottes résiduelles (Nouveau-Québec et Hudson notamment). Logiquement, les régions déglacées en premier sont celles où le développement de la végétation est le plus avancé. Vers 6,000 ans ^{14}C B.P., ce gradient est de forme radiale autour des calottes du Nouveau-Québec. De manière générale, les forêts sont

les plus développées au sud du Québec. Ce gradient est inversé pour les BTSTL en raison de l'invasion marine de la Mer de Champlain qui retarde l'implantation de végétaux. Ce gradient est également inversé pour des raisons semblables dans les Appalaches et en Gaspésie en raison de calottes résiduelles (Richard, 1995).

La végétation se présente d'abord comme une toundra arbustive, caractérisée par des îlots épars de végétation, puis par une forêt à canopée fermée et enfin comme une forêt mature (Richard, 1993; 1994; Lafontaine-Boyer, 2014). Cette forêt est caractérisée en premier lieu par des conifères comme l'épinette noire et blanche, le mélèze et le sapin baumier et se transforme plus tard en une forêt mixte dans laquelle se retrouvent le bouleau jaune et blanc, l'érable à sucre, le pin blanc, la pruche du Canada et le thuya occidental (Richard, 1995). Une migration de ces espèces s'effectue en lien avec le retrait des glaces et le climat qui se réchauffe (figure 5.7).

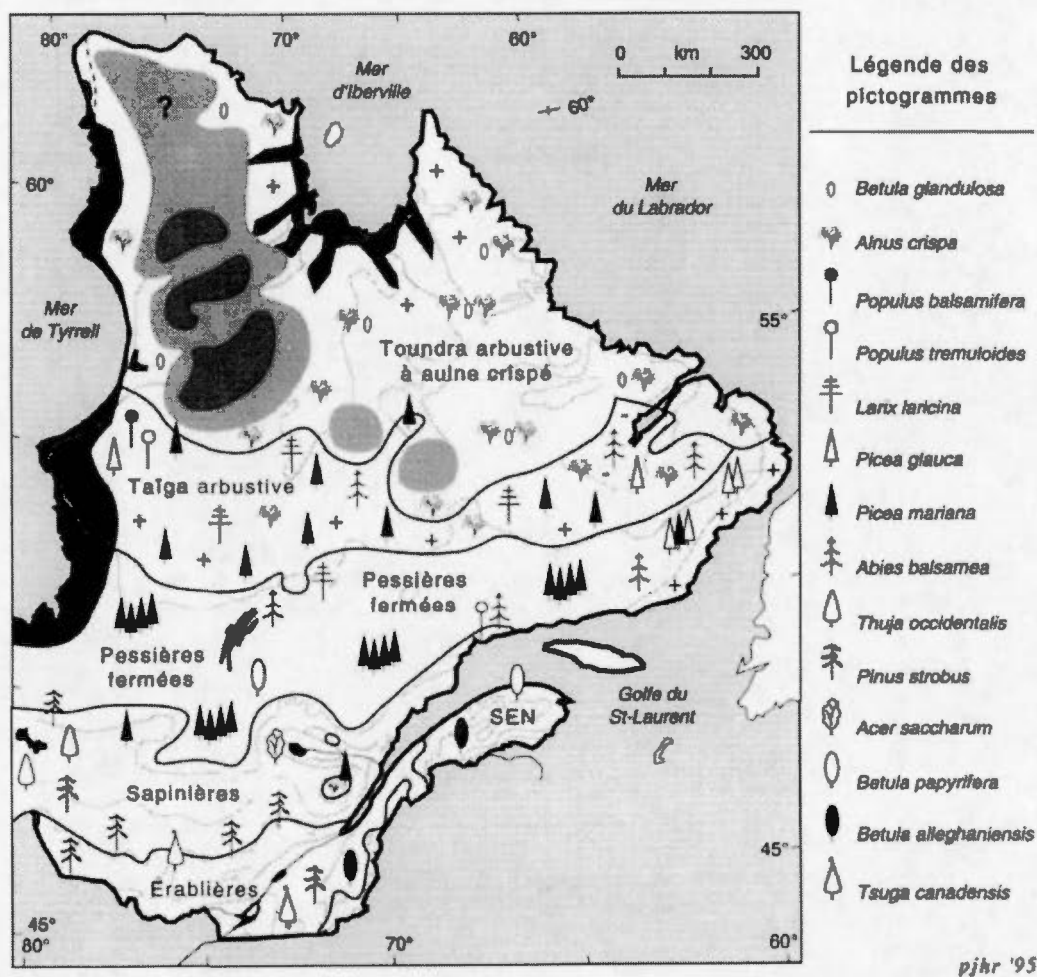


Figure 5.7 Reconstitution de la forêt d'il y a 6 000 ans (Richard, 1995).

CONCLUSION

La cartographie des dépôts de surface des régions de Bouchette et de Lac Blue Sea a été réalisée dans le cadre d'une campagne de cartographie qui visait à recenser la couverture de sédiments quaternaires du territoire municipalisé de l'Outaouais. Cette campagne de cartographie était mandatée par le MNRF dans le cadre des projets PACES, une initiative du MDDEP. Cette cartographie est effectuée principalement par photo interprétation sur format numérique et est appuyée par deux étés de travaux sur le terrain, en 2011 et 2012, afin de valider les interprétations préliminaires. Les sédiments quaternaires sont décrits par rapport à leur genèse et leurs caractéristiques physiques. Cette description s'étend également aux éléments géomorphologiques superposés sur les unités morpho-sédimentaires. Ces cartes de dépôts de surface revêtent une importance majeure dans l'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines et sont utiles pour diverses questions reliées à la gestion du territoire. De plus, le ratissage de la région à des fins cartographiques permet d'éveiller un intérêt en recherche fondamentale.

La cartographie des sédiments quaternaires de l'Outaouais (Daigneault *et al*, 2012; 2013; Roy *et al*, 2013) a permis, entre autres, de préciser la position de la marge glaciaire lors du Dryas récent, de cataloguer les différents axes d'écoulements de l'Inlandsis laurentidien et d'inventorier l'élévation des deltas associés à la Mer de Champlain. Un âge OSL a également été produit sur un delta, permettant d'affiner les connaissances sur la chronologie du retrait de la Mer de Champlain.

Ces avancées au niveau de l'information géologique et scientifique s'ajoutent à l'expérience personnelle acquise par les différents cartographes lors des travaux.

Trois d'entre nous étions de récents bacheliers qui ont aiguisés leur sens d'analyse en ce qui a trait à la géomorphologie et à la sédimentologie de l'environnement glaciaire. De plus, nous avons été choyés de participer à la transition des techniques de cartographie afin de travailler le 3D en format numérique et ce, dès la première année. Ces nouvelles méthodes de travail ont permis à l'université participante de se doter de technologies modernes qui serviront sans doute à de futurs étudiants.

Un projet fut mis de l'avant, parallèlement à la cartographie, concernant l'identification de faciès sédimentaires à l'aide la luminescence optique. En appliquant les manipulations initiales de cette méthode de datation, il nous fut possible de discerner les épandages fluvioglaciaires subaquatiques des sables deltaïques, deux faciès qui se ressemblent sur le terrain. La remise à zéro s'est montrée un bon critère de différenciation de ces deux types de constructions sédimentaires.

De futurs travaux pourraient s'attarder sur des problématiques concernant l'ubiquité de la remise à zéro dans un même amas sédimentaire. L'application de cette technique pourrait éventuellement s'étendre dans des travaux semblables qui s'appliqueraient à des environnements non-glaciaires. Dans la vallée de la Gatineau, la répétition du processus de datation sur des deltas régressifs pourrait permettre de préciser davantage la chronologie du retrait de la Mer de Champlain dans cette région qui semble avoir été ennoyé plus longtemps et plus profondément que la vallée du Saint-Maurice.

Les projets PACES ont récemment été abandonnés par le MDDEP, laissant derrière eux un héritage riche en connaissances sur les dépôts quaternaires dans le sud du Québec. Quelques régions restent toujours à être visitées ou revisitées pour des besoins de cartographie. La complétion de la cartographie des dépôts meubles du Québec permettrait aux générations futures de compter sur une couverture

cartographique des dépôts meubles au 1:50 000 qui utiliserait la même légende et qui se caractériserait par un niveau de qualité et d'homogénéité supérieure.

APPENDICE A

ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES SUR LA MATRICE DES SÉDIMENTS GLACIAIRES

Les données subséquentes ont été obtenues avec un granulomètre laser de marque Microtrac Bluewave S3000 pour les classes 1 à 10 (voir tableau A.1). Les classes 11 à 14 ont été tamisées et pesées manuellement. Les acronymes prenant place comme titres de colonnes au format s1 signifient « Série de mesures 1 ». Chaque échantillon a été analysé pour de 6 à 8 séries de mesures.

Tableau A.1 Référence pour les tableaux subséquents

Classe	Nom	Tailles (µm)
1	Argile	<2
2	Silt très fin	2-4
3	Silt fin	4-8
4	Silt moyen	8-16
5	Silt grossier	16-32
6	Silt très grossier	32-64
7	Sable très fin	64-125
8	Sable fin	125-250
9	Sable moyen	250-500
10	Sable grossier	500-1000
11	Sable très grossier	1000-2000
12	Gravier fin	2000-4000
13	Gravier moyen	4000-8000
14	Gravier grossier	>8000

Tableau A.2 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110014

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	1,5	1,3	1,2	1,0	1,0	1,0	1,2
2	-	2,1	2,0	1,9	1,9	1,8	1,9	2,0
3	-	2,8	2,6	2,6	2,5	2,6	2,5	2,6
4	-	4,0	3,9	3,8	3,7	3,9	3,7	3,8
5	-	6,5	6,3	6,1	6,2	6,9	6,3	6,4
6	-	9,9	9,1	8,7	9,6	10,7	9,5	9,6
7	-	11,7	10,3	9,8	11,1	12,1	10,9	11,0
8	-	13,2	13,2	11,9	13,3	13,9	12,9	13,1
9	-	14,7	14,7	13,5	14,2	13,7	15,6	14,4
10	-	8,6	9,4	12,7	9,7	8,4	9,3	12,9
11	9,9	2,0	4,0	4,6	3,5	1,7	3,2	9,9
12	4,9	-	-	-	-	-	-	4,9
13	2,6	-	-	-	-	-	-	2,6
14	5,8	-	-	-	-	-	-	5,8

Tableau A.3 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110020

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
2	-	0,6	0,7	0,7	0,6	0,7	0,8	0,7
3	-	1,3	1,4	1,4	1,4	1,3	1,5	1,4
4	-	2,1	2,4	2,3	2,4	2,1	2,4	2,3
5	-	3,0	3,6	3,6	3,7	3,4	3,3	3,4
6	-	4,1	4,9	4,6	4,6	5,2	4,5	4,6
7	-	5,3	5,7	5,4	5,2	6,5	5,4	5,6
8	-	8,9	7,9	7,3	7,2	7,9	8,0	7,9
9	-	11,1	7,6	8,7	9,0	6,9	8,8	8,7
10	-	6,3	6,1	7,8	7,0	6,6	8,0	12,3
11	12,6	4,0	6,5	5,0	5,8	6,3	4,3	12,6
12	9,3	-	-	-	-	-	-	9,3
13	10,2	-	-	-	-	-	-	10,2
14	21,2	-	-	-	-	-	-	21,2

Tableau A.4 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110021

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	0,1	0,2	0,0	0,2	0,1	0,2	0,1
2	-	0,9	0,7	1,1	1,2	0,8	0,8	0,9
3	-	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1	1,2
4	-	1,7	1,6	1,6	1,6	1,7	1,5	1,6
5	-	2,7	2,7	2,5	2,6	2,6	2,4	2,6
6	-	5,3	5,4	4,7	5,3	5,7	5,5	5,3
7	-	7,2	7,8	7,4	7,9	7,8	8,7	7,8
8	-	8,7	9,7	10,1	9,3	9,4	9,6	9,5
9	-	10,6	10,7	12,0	9,8	8,0	9,0	10,0
10	-	10,9	8,5	9,0	9,5	10,1	9,3	12,3
11	11,3	2,1	2,8	1,8	2,6	3,8	3,2	11,3
12	8,8	-	-	-	-	-	-	8,8
13	8,2	-	-	-	-	-	-	8,2
14	20,3	-	-	-	-	-	-	20,3

Tableau A.5 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110027

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	0,0	0,1	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2
2	-	1,2	1,0	1,0	1,2	1,1	1,1	1,1
3	-	1,4	1,5	1,5	1,8	1,7	1,7	1,6
4	-	2,5	2,4	2,5	3,0	2,8	2,7	2,6
5	-	4,8	4,2	4,3	5,2	5,1	4,6	4,7
6	-	9,1	7,0	7,2	8,1	8,5	7,3	7,9
7	-	12,2	9,5	10,4	9,8	11,5	9,6	10,5
8	-	14,4	12,2	13,1	11,9	12,6	11,8	12,7
9	-	11,0	12,0	12,8	11,1	12,5	11,0	11,7
10	-	0,9	6,9	4,5	4,6	1,6	5,9	4,6
11	15,3	0,0	0,8	0,3	0,7	0,0	1,4	15,3
12	12,9	-	-	-	-	-	-	12,9
13	10,2	-	-	-	-	-	-	10,2
14	4,0	-	-	-	-	-	-	4,0

Tableau A.6 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110036

Classe	% tamis	s1	s2	s3	s4	s5	s6	s7	s8	Moyenne
1	-	3,5	3,0	2,7	2,9	3,3	3,0	2,8	2,3	2,9
2	-	4,7	3,9	3,9	3,8	4,1	4,1	3,7	3,3	3,9
3	-	6,9	5,5	5,6	5,4	5,8	5,8	5,3	4,7	5,6
4	-	9,7	8,5	8,3	8,2	8,7	8,8	7,9	6,9	8,4
5	-	10,8	10,7	10,1	9,9	10,9	11,0	10,0	8,7	10,3
6	-	8,4	10,6	9,1	9,1	10,1	10,2	9,6	9,1	9,5
7	-	5,3	9,3	7,8	8,1	8,6	8,6	9,0	9,2	8,2
8	-	7,0	12,9	10,1	10,4	10,5	11,1	11,7	11,8	10,7
9	-	13,0	10,2	15,2	14,6	11,8	11,5	13,9	12,4	12,8
10	-	5,6	1,0	2,7	3,1	1,8	1,5	1,9	5,3	3,2
11	5,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	5,0
12	4,6	-	-	-	-	-	-	-	-	4,6
13	5,2	-	-	-	-	-	-	-	-	5,2
14	9,5	-	-	-	-	-	-	-	-	9,5

Tableau A.7 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110041

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	0,3	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1
2	-	0,9	0,7	0,3	0,6	0,1	0,6	0,5
3	-	1,7	0,8	1,2	1,3	1,1	1,2	1,2
4	-	3,4	2,2	2,4	2,4	2,1	2,2	2,5
5	-	7,6	5,0	4,6	4,5	4,1	4,4	5,0
6	-	13,2	10,9	7,9	7,6	8,0	8,5	9,3
7	-	17,0	16,5	11,4	10,8	13,1	12,6	13,6
8	-	20,8	21,7	17,8	16,6	20,1	19,7	19,5
9	-	18,3	23,8	24,4	20,5	22,1	25,7	22,5
10	-	1,7	3,1	12,9	16,3	11,5	9,2	10,7
11	8,3	0,0	0,1	1,8	4,3	2,7	0,6	8,3
12	3,7	-	-	-	-	-	-	3,7
13	2,5	-	-	-	-	-	-	2,5
14	0,6	-	-	-	-	-	-	0,6

Tableau A.8 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110044

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	3,7	3,4	3,9	3,9	3,5	3,8	3,7
2	-	3,8	3,7	4,0	4,1	3,9	4,0	3,9
3	-	4,9	4,6	5,1	5,1	4,6	4,8	4,8
4	-	6,5	6,0	6,9	6,8	6,1	6,3	6,4
5	-	9,6	8,7	10,5	9,7	8,7	8,9	9,3
6	-	13,3	12,5	14,3	13,5	12,2	12,6	13,1
7	-	13,3	13,8	13,6	13,9	13,3	14,4	13,7
8	-	12,0	13,1	11,7	13,9	13,6	16,4	13,4
9	-	14,2	14,3	11,6	11,5	14,1	11,5	12,9
10	-	2,5	3,4	2,3	1,3	3,5	1,0	2,4
11	10,9	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	10,9
12	3,2	-	-	-	-	-	-	3,2
13	1,3	-	-	-	-	-	-	1,3
14	0,8	-	-	-	-	-	-	0,8

Tableau A.9 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110046

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
2	-	0,5	1,1	1,2	1,1	0,4	0,5	0,8
3	-	1,5	1,6	1,6	1,6	1,5	1,3	1,5
4	-	2,4	2,4	2,5	2,7	2,3	2,0	2,4
5	-	4,0	4,1	4,1	4,6	3,7	3,1	3,9
6	-	6,6	6,5	6,4	7,5	5,8	4,6	6,2
7	-	9,4	9,0	8,9	10,0	8,6	6,5	8,7
8	-	13,9	13,0	12,7	13,3	13,7	10,7	12,9
9	-	15,6	16,3	15,3	14,1	17,0	17,3	15,9
10	-	8,9	9,4	10,4	8,1	10,1	16,1	12,4
11	9,0	2,0	1,3	2,0	1,7	1,8	2,9	9,0
12	7,1	-	-	-	-	-	-	7,1
13	6,0	-	-	-	-	-	-	6,0
14	13,1	-	-	-	-	-	-	13,1

Tableau A.10 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110058

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2	-	0,6	0,2	0,2	0,3	0,4	0,2	0,3
3	-	1,1	1,0	1,0	1,1	1,0	0,9	1,0
4	-	1,5	1,3	1,3	1,4	1,4	1,3	1,3
5	-	2,1	2,1	1,8	2,0	2,0	1,9	2,0
6	-	3,2	4,3	2,8	3,2	3,4	3,5	3,4
7	-	5,1	7,8	5,0	5,3	5,6	6,2	5,8
8	-	10,6	13,9	11,3	10,6	10,8	11,2	11,4
9	-	16,9	15,4	17,2	16,9	15,7	16,7	16,4
10	-	9,9	5,7	10,1	10,4	10,3	9,6	10,5
11	12,6	1,3	0,5	1,6	1,3	1,7	0,8	12,6
12	15,3	-	-	-	-	-	-	15,3
13	11,9	-	-	-	-	-	-	11,9
14	8,1	-	-	-	-	-	-	8,1

Tableau A.11 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110059

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	0,6	0,7	1,5	1,3	0,7	0,5	0,9
2	-	1,9	1,7	2,3	2,2	2,0	2,3	2,1
3	-	2,5	2,2	3,0	2,7	2,4	2,4	2,5
4	-	3,7	3,4	4,6	4,3	3,6	3,7	3,9
5	-	5,9	5,5	8,0	7,5	5,9	6,3	6,5
6	-	9,3	9,3	13,6	12,6	10,0	10,7	10,9
7	-	12,3	12,3	15,5	15,0	13,1	14,1	13,7
8	-	14,7	16,5	15,9	15,7	14,8	15,5	15,5
9	-	15,8	17,8	10,0	13,0	16,3	14,9	14,6
10	-	6,5	5,9	0,9	1,1	6,2	4,4	4,8
11	7,6	2,2	0,2	0,0	0,0	0,6	0,7	7,6
12	5,2	-	-	-	-	-	-	5,2
13	4,6	-	-	-	-	-	-	4,6
14	7,1	-	-	-	-	-	-	7,1

Tableau A.12 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110067

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	3,6	4,0	3,6	4,3	3,3	2,9	3,6
2	-	4,1	4,3	4,1	4,7	3,6	3,2	4,0
3	-	5,1	5,5	5,1	5,9	4,6	4,1	5,0
4	-	7,0	7,5	6,9	8,0	6,1	5,6	6,9
5	-	9,6	10,2	9,3	10,6	8,2	7,5	9,2
6	-	12,7	13,5	12,2	13,1	10,4	9,5	11,9
7	-	15,0	15,2	14,2	14,2	11,9	10,8	13,5
8	-	18,0	16,4	16,7	16,6	15,1	14,1	16,2
9	-	11,9	10,1	11,3	9,7	8,9	7,4	9,9
10	-	0,7	1,0	2,3	0,5	6,6	7,6	7,4
11	6,9	0,0	0,0	1,9	0,0	9,1	15,0	6,9
12	3,9	-	-	-	-	-	-	3,9
13	1,4	-	-	-	-	-	-	1,4
14	0,0	-	-	-	-	-	-	0,0

Tableau A.13 Résultats d'analyse pour l'échantillon OL08110072

Classe	Tamis%	s1	s2	s3	s4	s5	s6	Moyenne
1	-	0,9	1,4	1,5	1,7	1,5	1,5	1,4
2	-	2,1	2,3	2,3	2,4	2,6	2,3	2,3
3	-	2,9	2,8	3,0	2,9	2,9	2,7	2,9
4	-	4,4	4,5	4,8	4,7	4,7	4,4	4,6
5	-	8,1	8,3	8,8	8,7	9,0	8,3	8,5
6	-	12,3	12,6	13,2	13,4	14,5	13,4	13,2
7	-	12,3	14,3	14,2	15,1	16,6	15,4	14,7
8	-	14,2	16,0	15,3	17,3	19,8	18,5	16,9
9	-	19,1	17,8	17,2	16,1	11,8	16,0	16,3
10	-	7,6	4,0	3,5	1,8	0,5	1,5	3,2
11	5,3	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	5,3
12	4,0	-	-	-	-	-	-	4,0
13	3,8	-	-	-	-	-	-	3,8
14	3,0	-	-	-	-	-	-	3,0

Tableau A.14 Moyenne de tous les échantillons et premiers et troisièmes quartiles

Classe	Nom	Tailles (µm)	Moyenne	25%	75%
1	Argile	<2	1,2	0,1	1,8
2	Silt très fin	2-4	1,9	0,8	2,7
3	Silt fin	4-8	2,6	1,3	3,4
4	Silt moyen	8-16	3,9	2,3	5,1
5	Silt grossier	16-32	6,0	3,8	8,7
6	Silt très grossier	32-64	8,7	6,0	11,2
7	Sable très fin	64-125	10,6	8,1	13,6
8	Sable fin	125-250	13,3	11,2	15,7
9	Sable moyen	250-500	13,9	11,3	16,0
10	Sable grossier	500-1000	8,1	4,3	12,3
11	Sable très grossier	1000-2000	9,6	7,4	11,6
12	Gravier fin	2000-4000	6,9	4,0	8,9
13	Gravier moyen	4000-8000	5,7	2,6	8,7
14	Gravier grossier	>8000	7,8	2,5	10,4

Tableau A.15 Coordonnées UTM et en degrés des échantillons de tills

Station	Nordant	Estant	Latitude	Longitude
OL08110014	5104067	434654	46,087060	-75,845235
OL08110020	5104597	441798	46,092481	-75,752909
OL08110021	5103267	427181	46,079111	-75,941768
OL08110027	5103482	424022	46,080694	-75,982647
OL08110036	5116711	428582	46,200241	-75,925677
OL08110041	5106860	423254	46,111015	-75,993126
OL08110044	5108457	430884	46,126199	-75,894643
OL08110046	5109818	427180	46,138055	-75,942787
OL08110058	5113779	435131	46,174510	-75,840397
OL08110059	5115867	434318	46,193217	-75,851218
OL08110067	5121107	431656	46,240113	-75,886475
OL08110072	5122257	425361	46,249795	-75,968298

APPENDICE B

COULEURS MUNSELL DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Cette section présente une synthèse des valeurs de couleur Munsell (1919) qui ont servi à nommer la couleur de chaque type de sédiment dans le texte principal.

Tableau B.1 Occurrences de chaque valeur Munsell par type de sédiment

Code	Couleur	Occurrences
Tills		
5y 5/3	Olive	1
2,5y 4/3	Olive Brown	2
2,5y 4/2	Dark Grayish Brown	5
2,5y 4/4	Olive Brown	1
5y 4/3	Olive	1
5y 3/2	Dark Olive Gray	1
2,5y 3/2	Brown	1
5y 4/2	Olive Gray	1
Sédiments juxtaglaciaires		
10yr 4/3	Brown	2
10yr 5/3	Brown	1
2,5y 3/2	Brown	1
2,5y 4/2	Dark Grayish Brown	2
10yr 4/2	Dark Grayish Brown	2
10yr 4/6	Dark Yellowish Brown	2
2,5y 5/2	Grayish Brown	4
2,5y 5/3	Light Olive Brown	2
10yr 6/4	Light Yellowish Brown	1
2,5y 6/3	Light Yellowish Brown	1

2,5y 4/3	Olive Brown	1
5y 4/2	Olive Gray	1
7,5yr 4/6	Strong Brown	1
10yr 5/6	Yellowish Brown	1
Épandages subaquatiques		
2,5y 7/3	Pale Yellow	1
2,5y 4/4	Olive Brown	2
2,5y 6/2	Light Brownish Gray	2
2,5y 5/3	Light Olive Brown	1
Sédiments littoraux		
2,5y 4/3	Olive Brown	3
2,5y 5/2	Grayish Brown	1
2,5y 5/4	Light Olive Brown	1
2,5y 6/3	Light Yellowish Brown	1
2,5y 4/2	Dark Grayish Brown	1
2,5y 5/3	Light Olive Brown	1
2,5y 5/1	Gray	1
5y 4/2	Olive Gray	1
10yr 6/2	Light Brownish Gray	1
Sédiments d'eau profonde		
2,5y 6/2	Light Brownish Gray	2
5y 3/2	Dark Olive Gray	1
5y 4/1	Dark Gray	1
5y 4/2	Olive Gray	3
5y 5/2	Olive Gray	4
5y 6/1	Gray	1
Deltas glaciolacustres		
2,5y 5/3	Light Olive Brown	1
2,5y 5/4	Light Olive Brown	1
Deltas glaciomarins		
2,5y 5/2	Grayish Brown	1
10yr 6/2	Light Brownish Gray	1
2,5y 6/2	Light Brownish Gray	1
2,5y 6/3	Light Yellowish Brown	2
2,5y 5/3	Light Olive Brown	3

APPENDICE C

ANALYSES OSL SUR DES SÉDIMENTS DELTAÏQUES ET DES ÉPANDAGES SUBAQUATIQUES

Tableau C.1 Synthèse des données Ln/Tn de cette section

Échantillon	Moyenne	Sample Variance	Standard Deviation	Nombre
Bouchette	5,6	0,5	1,8	12
Léveillé	4,6	0,6	1,9	12
Plage-Paul	1,2	0,3	1,1	26
Burgerville	3,8	0,6	2,1	12
Cresthill	0,9	0,3	1,0	12
Cayamant	2,2	0,3	1,0	12
Aigle	1,5	0,4	1,5	12

Tableau C.2 Résultats complets des mesures de paléodose et de doses équivalentes

Échantillon	Ln	Bruit de fond	Tn	Bruit de fond	Ln/Tn	Erreur
Bouchette	6814627	114608	1040826	52691	6,78	0,61
Bouchette	4240037	72632	652624	31385	6,71	0,60
Bouchette	4311024	73639	734232	34048	6,05	0,54
Bouchette	4692208	89553	692689	39680	7,05	0,63
Bouchette	9670279	129899	1533004	53537	6,45	0,58
Bouchette	3870778	53080	681436	24290	5,81	0,52
Bouchette	25234	1801	4809	1569	7,23	0,68
Bouchette	48244	2738	12007	2313	4,69	0,43
Bouchette	58034	2839	15276	2339	4,27	0,39
Bouchette	9906	1427	7111	1437	1,49	0,14
Bouchette	264801	4162	38279	2203	7,23	0,65
Bouchette	68968	2475	20894	1982	3,52	0,32

Léveillé	1646968	49312	275941	26865	6,41	0,58
Léveillé	744018	18371	248595	10627	3,05	0,27
Léveillé	1805224	50245	279111	26748	6,95	0,63
Léveillé	89778	4190	19113	3145	5,36	0,49
Léveillé	34267	2191	7425	1701	5,60	0,51
Léveillé	1960	1352	2415	1358	0,58	0,08
Léveillé	59839	1894	13010	1507	5,04	0,46
Léveillé	19755	1799	6234	1670	3,93	0,36
Léveillé	43209	1847	15354	1515	2,99	0,27
Léveillé	683398	17061	122167	9306	5,90	0,53
Léveillé	203819	6109	48181	3888	4,46	0,40
Léveillé	55315	2904	22604	2100	2,56	0,23
Plage-Paul	110280	3830	211485	4225	0,51	0,05
Plage-Paul	20718	1899	39012	2036	0,51	0,05
Plage-Paul	268252	8809	301079	8088	0,89	0,08
Plage-Paul	18069	1867	28803	1864	0,60	0,05
Plage-Paul	13629	1632	14701	1617	0,92	0,08
Plage-Paul	8153	1601	9545	1617	0,83	0,08
Plage-Paul	3413	1498	4817	1572	0,59	0,06
Plage-Paul	1910	1463	1905	1281	0,72	0,13
Plage-Paul	15572	1516	6394	1516	2,88	0,27
Plage-Paul	1996	1410	2487	1414	0,55	0,08
Plage-Paul	17129	1837	33236	2052	0,49	0,04
Plage-Paul	6146	1656	4794	1527	1,37	0,13
Plage-Paul	71315	3979	17544	3185	4,69	0,43
Plage-Paul	5500	1418	6617	1433	0,79	0,07
Plage-Paul	24793	2334	24135	2391	1,03	0,09
Plage-Paul	19883	2309	30203	2938	0,65	0,06
Plage-Paul	30895	1994	25296	2082	1,25	0,11
Plage-Paul	27977	1549	25045	1744	1,13	0,10
Plage-Paul	20247	2022	19701	2051	1,03	0,09
Plage-Paul	4465	1477	5615	1362	0,70	0,07
Plage-Paul	2547	1292	3449	1297	0,58	0,06
Plage-Paul	2263	1340	3175	1318	0,50	0,06
Plage-Paul	1873	1122	2144	1339	0,93	0,13
Plage-Paul	82279	5878	29589	3974	2,98	0,27
Plage-Paul	3004	1495	4249	1900	0,64	0,07
Plage-Paul	3068	1231	2798	1360	1,28	0,14
Burgerville	7634748	124629	1610278	63860	4,86	0,44
Burgerville	14301372	190628	2438656	85486	6,00	0,54
Burgerville	7889631	147015	1613573	74339	5,03	0,45
Burgerville	12324468	183787	1965004	77694	6,43	0,58
Burgerville	10519955	184188	2249172	91184	4,79	0,43
Burgerville	8471713	114595	1592905	51438	5,42	0,49

Burgerville	7504	1393	3980	1333	2,31	0,22
Burgerville	13261	1581	3902	1605	5,09	0,49
Burgerville	2788	1271	2861	1384	1,03	0,11
Burgerville	2279	1530	2929	1760	0,64	0,09
Burgerville	35813	1748	12111	1498	3,21	0,29
Burgerville	5233	1456	5746	1460	0,88	0,08
Cresthill	603462	11162	421181	8548	1,44	0,13
Cresthill	420670	8995	860949	12511	0,49	0,04
Cresthill	1016471	21885	1965822	32156	0,51	0,05
Cresthill	633269	11389	1409946	18307	0,45	0,04
Cresthill	528469	10368	1380033	18126	0,38	0,03
Cresthill	656627	11520	1328123	18115	0,49	0,04
Cresthill	13304	1674	28063	1624	0,44	0,04
Cresthill	18750	1615	27464	1825	0,67	0,06
Cresthill	2649	1324	3741	1439	0,58	0,06
Cresthill	38510	2598	43260	3110	0,89	0,08
Cresthill	27725	1720	30806	1942	0,90	0,08
Cresthill	59193	4632	17191	2896	3,82	0,35
Aigle	150921	3661	253295	3787	0,59	0,05
Aigle	42547	2069	45192	1862	0,93	0,08
Aigle	97419	4912	93995	4022	1,03	0,09
Aigle	548510	20550	201498	11999	2,79	0,25
Aigle	3638	1413	6976	1497	0,41	0,04
Aigle	706170	23118	134554	11077	5,53	0,50
Aigle	36299	2242	15697	1946	2,48	0,22
Aigle	26669	1736	29523	1875	0,90	0,08
Aigle	2103	1165	2350	1229	0,84	0,10
Aigle	3961	1225	7018	1229	0,47	0,04
Aigle	10786	1494	6087	1468	2,01	0,19
Aigle	6184	1333	9568	1282	0,59	0,05
Cayamant	14071	1453	4549	1347	3,94	0,37
Cayamant	18640	1657	9247	1482	2,19	0,20
Cayamant	23932	1564	8135	1532	3,39	0,31
Cayamant	4966	1309	4826	1273	1,03	0,10
Cayamant	4960	1565	3333	1401	1,76	0,18
Cayamant	8807	1447	5385	1308	1,81	0,17
Cayamant	14626	1299	14406	1497	1,03	0,09
Cayamant	28140	1628	8655	1542	3,73	0,34
Cayamant	65139	3081	27205	2620	2,52	0,23
Cayamant	112747	2143	51004	1733	2,25	0,20
Cayamant	11580	1541	13278	1943	0,89	0,08
Cayamant	19126	1625	11136	1474	1,81	0,17

Tableau C.3 Abondances et activités des principaux isotopes radioactifs dans l'environnement de *Plage-Paul*

Abondances			
U (^{238}U)	0,79	0,19	ppm
U (^{226}Ra)	0,86	0,02	ppm
Th	4,63	0,07	ppm
K	1,74	0,02	%
Activité			
^{238}U	10	2	
^{226}Ra	10,7	0,3	
^{232}Th	18,8	0,3	
^{40}K	549	6	

Tableau C.4 Coordonnées UTM et élévations des échantillons OSL

Station	Échantillon	Estant	Nordant	Élévation
OL08110051	Bouchette	423554	5112111	196
OL08110052	Plage-Paul	429536	5118706	191
OL08110063	Burgerville	434308	5117678	183
OL08110064	Léveillé	430084	5090409	186
OL08110071	Cresthill	433610	5125493	196
OL08120044	Cayamant	401802	5102505	205
OL08120069	Aigle	412766	5141028	195

APPENDICE D

CARTES DE DÉPÔTS MEUBLES

Deux cartes de dépôts meubles à l'échelle 1:50 000 joignent ce mémoire. La totalité de la cartographie de ces territoires a été effectuée par l'auteur à l'exception de la moitié est du feuillet 31J04, réalisée par M. Pierre-Marc Godbout. La légende utilisée est présentée en entier au chapitre 3. Ces cartes sont également disponibles en format vectoriel sur la plate-forme SIGEOM du Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (MERN).

BIBLIOGRAPHIE

- Adamiec, G. & Aitken, M.J., 1998. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 16(2), pp.37–50.
- Aitken, M.J., 1998. An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. *Oxford University Press*, Oxford, 267 pages.
- Allard, G., Dubé-Loubert, H., Roy, M., Lamothe, M., Ghaleb, B., Veillette, J.J. & Parent, M., 2007. Age constraints on interglacial sediments beneath the former center of the LIS using OSL and U-Th dating, *AGU Fall Meeting 2007*, PP11A-0221, December 10-14, 2007.
- Allard, M., 1977. Le rôle de la géomorphologie dans les inventaires bio-physiques : l'exemple de la région Gatineau-Lièvre. Montréal, *Université McGill*, thèse de doctorat, 420 pages.
- Allard, M., 1980. Géomorphologie, Wakefield, 31G/12O. *Office de planification et de développement du Québec*. Direction des études bio-physiques, échelle 1:50 000.
- Anderson, T.W., Matthews Jr., J.V., Mott, R.J. & Richard, S.H., 1990. The Sangamonian Pointe-Fortune Site, Ontario-Québec Border. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(3), pp.271–287.
- Anderson, T.W., Mott, R.J. & Delorme, L.D., 1985. Evidence for a Pre-Champlain Sea Glacial Lake Phase in Ottawa Valley, Ontario, and its Implications. *Geological Survey of Canada*, Paper 95-1A, Current Research, Part A, pp.239–245.
- Antevs, E., 1925. Retreat of the last ice-sheet in Eastern Canada. *Geological Survey of Canada*, Memoir 146, 142 pages.
- Barnett, P.J., 1988. History of the northwestern arm of the Champlain Sea. Dans: Gadd, N.R. (Ed), The Quaternary development of the Champlain Sea Basin, *Geological Association of Canada*, St. John's special paper 35, pp.25–36.
- Beauchamp, M., 2008. État de l'écosystème aquatique du bassin versant de la rivière Gatineau : faits saillants 2004-2006, *Ministère du développement durable, de l'environnement et des Parcs*, Direction du suivi de l'état de l'environnement, 12 pages.
- Bélanger, J.R., Howard, M., Moore, A. & Prigent, A., 1994. Digital surficial materials and terrain features map of Canada's National Capital Region. *Geological Survey of Canada*, Open file 2885, 1:125 000 scale.

- Bélanger, J.R., Moore, A. & Prigent, A., 1997a. Carte numérique de la géologie de surface, Arnprior, Ontario-Québec (31F/8). *Commission Géologique du Canada*, Dossier public 3482, échelle 1:50 000.
- Bélanger, J.R., Moore, A. & Prigent, A., 1997b. Carte numérique de la géologie de surface, Arundel, Québec (31G/15). *Commission Géologique du Canada*, Dossier public 3473, échelle 1:50 000.
- Bélanger, J.R., Moore, A. & Prigent, A., 1997c. Carte numérique de la géologie de surface, Chénéville, Québec (31G/14). *Commission Géologique du Canada*, Dossier public 3474, échelle 1:50 000.
- Bélanger, J.R., Moore, A. & Prigent, A., 1997d. Carte numérique de la géologie de surface, Low, Québec (31G/13). *Commission Géologique du Canada*, Dossier public 3475, échelle 1:50 000.
- Bélanger, J.R., Moore, A. & Prigent, A., 1997e. Carte numérique de la géologie de surface, Thurso, Québec (31G/11). *Commission Géologique du Canada*, Dossier public 3477, échelle 1:50 000.
- Bélanger, J.R., Moore, A. & Prigent, A., 1997f. Carte numérique de la géologie de surface, Wakefield, Québec (31G/12). *Commission géologique du Canada*, Dossier public 3476, échelle 1:50 000.
- Bélanger, J.R., Moore, A., Prigent, A. & Richard, S.H., 1995. Digital version of map 1506A: surficial geology, Ottawa, Ontario-Québec (31G/5). *Geological Survey of Canada*, Open file 3103, 1:50 000 scale.
- Bélanger, J.R., Moore, A., Prigent, A. & Richard, S.H., 1998. Surficial geology digital map, Hawkesbury, Ontario-Quebec (31G/10), *Geological Survey of Canada*, Open file 3605, 1:50 000 scale.
- Berger, G.W., 1988. Dating Quaternary events by luminescence. *Geological Society of America*, Special paper 227, pp.13–50.
- Berger, G.W., Pillans, B.J. & Palmer, A.S., 1992. Dating loess up to 800 ka by thermoluminescence. *Geology*, 20, pp.403–406.
- Bond, G., Broecker, W.S., Johnsen, S.J., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, pp.143–147.
- Bostock, H.S., 2014. Physiographic regions of Canada. *Geological Survey of Canada*, Map 1254A 2nd edition, 1:5 000 000 scale.
- Buckley, J.T., 1968. Geomorphological map of the Gatineau Park. *Geological Survey of Canada*, Paper 68-1, Part B, #38, p.79.
- Buckley, J.T., 1970. Surficial deposits and land forms, Gatineau Park and Vicinity. *Geological Survey of Canada*, Open file 36, 1:50 000 scale.

- Caron, O., 2007. Le quaternaire de la région de Mont-Laurier (Québec): cartographie, sédimentologie et paléogéographie. Montréal, *Université du Québec à Montréal*, mémoire de maîtrise, 161 pages.
- Dadswell, M.J., 1974. Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America. Ottawa, *Carleton University*, thèse de doctorat, 553 pages.
- Daigneault, R.-A. & Occhietti, S., 2006. Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse. *Géographie physique et Quaternaire*, 60(2), pp.103–118.
- Daigneault, R.-A., Roy, M., Lamothe, M., Godbout, P.-M., Milette, S., Leduc, É., Horth, N., Dubois-Verret, M., Hurtubise, M.-A. & Lamarche, O., 2012. Rapport sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans la portion est du territoire municipalisé de l'Outaouais en 2011-2012. *Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles*, MB 2015-02, 51 pages.
- Daigneault, R.-A., Roy, M., Lamothe, M., Milette, S., Dubois-Verret, M., Hurtubise, M.-A. & Lamarche, O., 2013. Deglaciation pattern in the Outaouais region, southwestern Québec. Présentation dans le cadre de la CANQUA-CGRG 2013 à Edmonton.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J. & Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, pp.218–220.
- De Geer, G., 1892. On Pleistocene changes of level in eastern North America. *Proceedings of the Boston Society of Natural Society*, 25, pp.454–477.
- Dionne, J.-C., 1972. La dénomination des mers du postglaciaire au Québec. *Cahiers de géographie du Québec*, 16(39), pp.483–487.
- Dreimanis, A., 1977. Correlation of Wisconsin glacial events between the Eastern Great Lakes and the St. Lawrence Lowlands. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(1-2), pp.37–51.
- Dubois-Verret, M., 2015. Géomorphologie quaternaire de l'Outaouais (Québec) : Écoulements glaciaires et paléogéographie de la déglaciation. Montréal, *Université du Québec à Montréal*, mémoire de maîtrise, 159 pages.
- Duller, G.A.T., 2008. Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas*, 37(4), pp.589–612.
- Duller, G.A.T., Bøtter-Jensen, L. & Murray, A.S., 2000. Optical dating of single sand-sized grains of quartz: sources of variability. *Radiation Measurements*, 32, pp.453–457.
- Dyke, A.S., 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. Dans: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (Eds), *Quaternary glaciations - Extent and chronology, Part II: North America*. Elsevier, Amsterdam, pp.373–424.

- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J. & Veillette, J.J., 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, pp.9–31.
- Dyke, A.S. & Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), pp.237–263.
- Ehlers, J. & Gibbard, P.L., 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International*, 164–165, pp.6–20.
- Elson, J.A., 1969. Radiocarbon dates, Mya arenaria phase of the Champlain Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(3), pp.367–372.
- Faure, S., Tremblay, A., Malo, M. & Angelier, J., 2006. Paleostress Analysis of Atlantic Crustal Extension in the Quebec Appalachians. *The Journal of Geology*, 114(4), pp.435–448.
- Filion, L., Saint-Laurent, D., Despons, M. & Payette, S., 1991. The late Holocene record of aeolian and fire activity in northern Québec, Canada. *The Holocene*, 1(3), pp.201–208.
- Fuchs, M. & Owen, L.A., 2008. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas*, 37, pp.636–659.
- Gadd, N.R., 1961. Surficial geology of the Ottawa area: Report of Progress. *Geological Survey of Canada*, Paper 61–19, 14 pages.
- Gadd, N.R., 1962. Surficial Geology, Ottawa, Ontario-Quebec. *Geological Survey of Canada*, Preliminary map 16-1962, 1:63 360 scale.
- Gadd, N.R., 1963. Surficial geology of Ottawa map-area, Ontario and Quebec. *Geological Survey of Canada*, Paper 62-16, 4 pages.
- Gadd, N.R., 1971a. Marine deposits, Gatineau Valley, Quebec. *Geological Survey of Canada*, Paper 72-1, pp.156–157.
- Gadd, N.R., 1971b. Pleistocene geology of the central St. Lawrence lowland. *Geological Survey of Canada*, Memoir 359, 153 pages.
- Gadd, N.R., 1977. Offlap sedimentary sequence in Champlain Sea, Ontario and Quebec. *Geological Survey of Canada*, Paper 77-1, Report of Activities, Part A, pp.379–380.
- Gadd, N.R., 1978. Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash: Discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, pp.327–328.
- Gadd, N.R., McDonald, B.C. & Shilts, W.W., 1971. Deglaciation of Southern Quebec. *Geological Survey of Canada*, Paper 71-47, 19 pages.

- Gadd, N.R., Richard, S.H. & Grant, D.R., 1981. Pre-last-glacial organic remains in Ottawa valley. *Geological Survey of Canada*, Paper 81-1C, Current Research, Part C, pp.65–66.
- Gemmell, A.M.D., 1999. IRSL from fine-grained glaci-fluvial sediment. *Quaternary Geochronology*, 18, pp.207–215.
- Gilmore, G.R., 2008. Practical gamma-ray spectrometry 2nd edition. *John Wiley & Sons, Ltd*, Chichester, 389 pages.
- Gouvernement du Québec, 1992. Cartes des dépôts de surface. *Ministère de l'Énergie et des Ressources*, direction générale des forêts, services de l'inventaire forestier, Cartes 31G05, 31G10, 31G11, 31G12, 31G13, 31G14, 31G15, 31J02, 31J03, 31J04, 31J05, échelle 1:50 000.
- Gouvernement du Québec, 2014. Examine –SIGEOM. Portail en ligne du gouvernement du Québec pour accéder à toute l'information géoscientifique (cartes et rapports bibliographiques) contenue dans la base de données du *Ministère de l'Énergie et des ressources naturelles* (MERN). http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_indexAccueil?l=f
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S.J. & Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, pp.552–554.
- Hitchcock, E., Hager, A.D., Hitchcock Jr, E. & Hitchcock, C.H., 1861. Report on the Geology of Vermont: Descriptive, theoretical, economical and scenographical. *Claremont Manufacturing Co.*, 2 vols. 560 pages.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. & Thewalt, M.L.W., 1985. Optical dating of sediments. *Nature*, 313, pp.105–107.
- Huntley, D.J. & Lamothe, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(7), pp.1093–1106.
- Hynes, A. & Rivers, T., 2010. Protracted continental collision—evidence from the Grenville Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(5), pp.591–620.
- Jain, M., Murray, A.S. & Bøtter-Jensen, L., 2004. Optically stimulated luminescence dating: how significant is incomplete light exposure in fluvial environments? *Quaternaire*, 15(1), pp.143–157.
- Johnston, W.A., 1917. Pleistocene and recent deposits, Ottawa. *Geological Survey of Canada*, Memoir 101, No. 84, geological series, 69 pages.
- Karrow, P.F., Anderson, T.W., Clarke, A.H., Delorme, L.D. & Sreenivasa, M.R., 1975. Stratigraphy, paleontology, and age of Lake Algonquin sediments in southwestern Ontario, Canada. *Quaternary Research*, 5(1), pp.49–87.
- Kettles, I.M., 2004. Superficial geology, Fort-Coulonge area, Quebec. *Geological Survey of Canada*, Open file 4491, 1:50 000 scale.

- Kumarapeli, P.S., 1976. The St. Lawrence rift system, related metallogeny and plate tectonic models of Appalachian evolution. Dans: Strong D.F. (Ed), Metallogeny and plate tectonics. *Geological Association of Canada, Special Paper 14*, pp.301–320.
- Kumarapeli, P.S., 1985. Vestiges of Iapetan Rifting in the Craton West of the Northern Appalachians. *Geoscience Canada*, 12(2), pp.54–59.
- Lafontaine-Boyer, K., 2014. Dynamiques de la végétation en regard des variabilités climatiques au cours de l'Holocène tardif, Outaouais, Québec. Ottawa, *Université d'Ottawa*, mémoire de maîtrise, 158 pages.
- Lambeck, K. & Chappell, J., 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292(5517), pp.679–686.
- Lamothe, M., 1977. Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec : cartographie, sédimentologie et stratigraphie. Montréal, *Université du Québec à Montréal*, mémoire de maîtrise, 236 pages.
- Lamothe, M., 1989. A New Framework for the Pleistocene Stratigraphy of the Central St. Lawrence Lowland, Southern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(2), pp.119–129.
- Lamothe, M., 1996. Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires : le problème de la remise à zéro. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(3), pp.365–376.
- Lamothe, M., 2004. Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(6), pp.659–667.
- Lamothe, M., Parent, M. & Shilts, W.W., 1992. Sangamonian and early Wisconsinan events in the St. Lawrence Lowland and Appalachians of southern Quebec, Canada. *Geological Society of America, Special Paper 270*, pp.171–184.
- Lasalle, P. & Elson, J.A., 1975. Emplacement of the St. Narcisse Moraine as a climatic event in eastern Canada. *Quaternary Research*, 5(4), pp.621–625.
- Lasalle, P., Martineau, G. & Chauvin, L., 1977. Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce - Monts Notre-Dame - Parc des Laurentides. *Ministère des Richesses Naturelles*, DPV-516, 80 pages.
- Lessard, H., 2012. Histoire minière de l'Outaouais II. Géo-Outaouais, [11 février 2014] <http://geo-outaouais.blogspot.ca/2012/03/histoire-mini%C3%A8re-de-loutaouais-ii.html>
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. & Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian research*, 160(1), pp.179–210.

- Lian, O.B., 2007. Optically-Stimulated Luminescence. *Encyclopedia of Quaternary Science*, pp.1491–1505.
- Malka, E., Stevenson, R.K. & David, J., 2000. Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Mont Rigaud stock, Quebec, Canada: a late magmatic event associated with the formation of the Iapetus rift. *The Journal of Geology*, 108(5), pp.569–583.
- Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. Dans: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (Eds), *Quaternary glaciations - Extent and chronology, Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam, pp.271–294.
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3, pp.109–126.
- McDonald, B.C. & Shilts, W.W., 1971. Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 82(3), pp.683–698.
- McFee, C.J. & Tite, M.S., 1998. Luminescence dating of sediments - The detection of high equivalent dose grains using an imaging photon detector. *Archaeometry*, 40(1), pp.153–168.
- McMartin, I. & Henderson, P.J., 2004. Evidence from Keewatin (Central Nunavut) for Paleo-Ice Divide Migration. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2-3), pp.163–186.
- Mejdahl, V., 1986. Thermoluminescence dating of sediments. *Radiation Protection Dosimetry*, 17, pp.219–227.
- Mott, R.J., Anderson, T.W. & Matthews Jr, J.V., 1981. Late-glacial paleoenvironments of sites bordering the Champlain Sea based on pollen and macrofossil evidence. Dans: Mahany, W.C. (Ed), *Quaternary Paleoclimate*. Geoabstracts, Norwich, England, pp.129–171.
- Munsell, A.H. 1919. A color notation, *Munsell color company*.
- Murray, A.S. & Aitken, M.J., 1988. Analysis of Low-level Natural Radioactivity in Small Mineral Samples for use in Thermoluminescence Dating, using High-resolution Gamma Spectrometry. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation, Part A. Applied Radiation and Isotopes*, 39(2), pp.145–158.
- Murray, A.S. & Marten, R., 1987. Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles*, 115(2), pp.263–288.
- Murray, A.S. & Wintle, A.G., 2002. Retrospective dose assessment: the measurement of the dose in quartz in dating and accident dosimetry. *Radiation protection dosimetry*, 101(1-4), pp.301–308.
- Occhietti, S., 1977. Stratigraphie du Wisconsinien de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), pp.307–322.

- Occhietti, S., 1990. Lithostratigraphie du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent : méthode, cadre conceptuel et séquences sédimentaires. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), pp.137–145.
- Occhietti, S., 2007. The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3), pp.89–117.
- Occhietti, S., Chartier, M., Hillaire-Marcel, C., Cournoyer, M., Cumbaa, S.L. & Harrington, C.R., 2001. Paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région de Québec, Entre 11 300 et 9750 BP : Le Site de Saint-Nicolas. *Géographie physique et Quaternaire*, 55(1), pp.23–46.
- Occhietti, S. & Hillaire-Marcel, C., 1977. Chronologie ^{14}C des événements paléogéographiques du Québec depuis 14 000 ans. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(1-2), pp.123–133.
- Occhietti, S. & Richard, P.J.H., 2003. Effet réservoir sur les âges ^{14}C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), pp.115–138.
- Osborne, F.F., 1950. Ventifacts at Mont-Carmel, Québec, *Transactions of the Royal Society of Canada*, vol. 14, ser. III, sec. IV, pp.41–49.
- Parent, M. & Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinan Deglaciation and Champlain Sea Invasion in the St. Lawrence Valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(3), pp.215–246.
- Parent, M. & Occhietti, S., 1999. Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(1), pp.117–135.
- Parent, M., Paradis, S.J. & Boivin, R., 2010. Formations superficielles, Légende & notes descriptives – 1/50 000 à 1/125 000, Version 11. *Commission Géologique du Canada*, 10 pages.
- Prest, V.K. 1970. Quaternary geology of Canada. Dans: Douglas, R.D.W. (Ed), *Geology and economic minerals of Canada. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1*, pp.677–764.
- Prichonnet, G., 1977. La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), pp.323–345.
- Rhodes, E.J., 2011. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, pp.461–488.
- Richard, P.J.H., 1993. Origine et dynamique postglaciaire de la forêt mixte au Québec. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79(1-2), pp.31–69.
- Richard, P.J.H., 1994. Postglacial palaeophytogeography of the eastern St. Lawrence River Watershed and the climatic signal of the pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109(2-4), pp.137–161.
- Richard, P.J.H., 1995. Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP : essai. *Géographie physique et Quaternaire*, 49(1), pp.117–140.

- Richard, P.J.H. & Occhietti, S., 2005. ^{14}C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research*, 63, pp.353–358.
- Richard, P.J.H., Veillette, J.J. & Larouche, A.C., 1989. Palynostratigraphie et chronologie du retrait glaciaire au Témiscamingue: évaluation des âges ^{14}C et implications paléoenvironnementales. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, pp.627–641.
- Richard, S.H., 1974. Surficial geology mapping : Ottawa-Hull area (parts of 31 F, G). *Geological Survey of Canada*, Paper 74-1B, Report of Activities, Part B, pp.218–219.
- Richard, S.H., 1975. Surficial geology mapping : Ottawa valley lowlands (parts of 31 G, B, F). *Geological Survey of Canada*, Paper 75-1B, Report of Activities, Part B, pp.113–117.
- Richard, S.H., 1978a. Age of Champlain Sea and “Lampsilis Lake” episode in the Ottawa-St. Lawrence Lowlands. *Geological Survey of Canada*, Paper 78-1C, Current Research, Part C, pp.23–28.
- Richard, S.H., 1978b. Surficial geology : Lachute-Montebello area, Quebec. *Geological Survey of Canada*, Paper 78-1B, Current Research, Part B, pp.115–119.
- Richard, S.H., 1980a. Surficial geology and geomorphology, Lachute, Quebec. *Geological Survey of Canada*, Open file 548, 1:50 000 scale.
- Richard, S.H., 1980b. Surficial geology : Papineauville-Wakefield region, Quebec. *Geological Survey of Canada*, Paper 80-1C, Current Research, Part C, pp.121–128.
- Richard, S.H., 1982. Géologie de surface, Ottawa, Ontario-Québec. *Commission Géologique du Canada*, carte 1506A, échelle 1:50 000.
- Richard, S.H., 1984a. Géologie des formations en surface, Arnprior, Ontario-Québec. *Commission Géologique du Canada*, carte 1599A, échelle 1:50 000.
- Richard, S.H., 1984b. Géologie des formations en surface, Lachute-Arundel, Québec-Ontario. *Commission Géologique du Canada*, carte 1577A, échelle 1:100 000.
- Richard, S.H., 1991. Géologie des formations en surface. Buckingham, Québec-Ontario. *Commission Géologique du Canada*, carte 1670A, échelle 1:100 000.
- Richard, S.H., Gadd, N.R. & Vincent, J.-S., 1978. Dépôts meubles et formes du relief d'Ottawa-Hull, Ontario-Québec. *Commission Géologique du Canada*, carte 1425A, échelle 1:125 000.
- Richard, S.H., Vincent, J.-S. & Gadd, N.R., 1976a. Surficial Geology of Quyon, Quebec-Ontario, *Geological Survey of Canada*, Open file 363, 1:50 000 scale.
- Richard, S.H., Vincent, J.-S. & Gadd, N.R., 1976b. Surficial Geology of Thurso, Quebec-Ontario, southern part. *Geological Survey of Canada*, Open file 368, 1:50 000 scale.

- Richard, S.H., Vincent, J.-S. & Gadd, N.R., 1976c. Surficial Geology of Wakefield, Québec, *Geological Survey of Canada*, Open file 369, 1:50 000 scale.
- Rocher, M. & Tremblay, A., 2001. L'effondrement de la plate-forme du Saint-Laurent: ouverture de Iapetus ou de l'Atlantique? Apport de la reconstitution des paléocontraintes dans la région de Québec. *Earth and Planetary Sciences*, 333, pp.171–178.
- Rodrigues, C.G., 1992. Successions of invertebrate microfossils and the late quaternary deglaciation of the central St Lawrence Lowland, Canada and United States. *Quaternary Science Reviews*, 11(5), pp.503–534.
- Romanelli, R., 1976. Environmental history of sand and gravel deposits of the Champlain Sea in the Gatineau Valley, Quebec. Ottawa, *University of Ottawa*, mémoire de maîtrise, 119 pages.
- Roy, M., Clarke, P.U., Barendregt, R., Glasmann, J.R. & Enkin, R.J., 2004. Glacial stratigraphy and paleomagnetism of late Cenozoic deposits of the north-central United States. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2), pp.30–41.
- Roy, M., Daigneault, R.-A., Lamothe, M., Milette, S., Dubois-Verret, M., Godbout, P.-M., Horth, N., Hurtubise, M.-A., Lamarche, O. & Leduc, É., 2013. Cartographie des formations superficielles du territoire municipalisé de l'Outaouais – Secteur ouest. *Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles*, MB 2015-03, 37 pages.
- Rust, B.R., 1977. Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, pp.175–184.
- Sharpe, D.R., 1987. Cônes alluviaux glacio-marins, édifiés dans la Mer de Champlain et en bordure de celle-ci. Dans: Fulton, R.J. (Ed), *Le Quaternaire de l'Outaouais et la description des excursions locales*, XII^e Congrès de l'INQUA, *Commission Géologique du Canada*, pp.71–84.
- Stokes, S., 1999. Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, 29, pp.153–171.
- St-Onge, D.A., 2009. Géologie des formations en surface, basse vallée de l'Outaouais, Ontario-Québec. *Commission Géologique du Canada*, carte 2140A, 2009, échelle 1:125 000.
- Veillette, J.J., 2004. Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St-Lawrence river valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2-3), pp.187–216.
- Veillette, J.J., Dyke, A.S. & Roy, M., 1999. Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Quebec. *Quaternary Science Reviews*, 18, pp.993–1019.
- Veillette, J.J. & Nixon, F.M., 1984. Sequence of Quaternary Sediments in the Bélanger Sand Pit, Pointe-Fortune, Québec-Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), pp.59–68.

- Vincent, J.-S., 1989. Le quaternaire du sud-est du bouclier canadien. Dans: Fulton, R.J. (Ed), Le quaternaire du Canada et du Groenland. *Commission Géologique du Canada*, Ottawa, pp.266–295.
- Vincent, J.-S., Richard, S.H. & Gadd, N.R., 1976a. Surficial Geology of Thurso, Quebec. *Geological Survey of Canada*, Open file 370, 1:50 000 scale.
- Vincent, J.-S., Richard, S.H. & Gadd, N.R., 1976b. Surficial geology of Wakefield, Quebec. *Geological Survey of Canada*, Open file 371, 1:50 000 scale.
- Wilson, M.E., 1924. Arnprior-Quyon and Maniwaki Areas, Ontario and Quebec. *Geological Survey of Canada*, Memoir 136, No. 117, geological series, 162 pages.
- Wintle, A.G., 2008. Luminescence dating: where it has been and where it is going. *Boreas*, 37, pp.471–482.
- Yu, Z., 2000. Ecosystem response to Lateglacial and early Holocene climate oscillations in the Great Lakes region of North America. *Quaternary Science Reviews*, 19(17-18), pp.1723–1747.
- Yu, Z. & Eicher, U., 1998. Abrupt climate oscillations during the last deglaciation in central North America. *Science*, 282, pp.2235–2238.